

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Praktická geobiologie



Zuzana Strossová

Graptoliti šáreckého souvrství (střední ordovik, pražská pánev) a jejich stratigrafický význam

Graptolites of the Šárka Formation (Middle Ordovician, Prague Basin) and their stratigraphical significance

Bakalářská práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Petr Kraft, CSc.

Praha, 2018

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne...

Zuzana Strossová

Poděkování

Chtěla bych zde poděkovat především svému školiteli doc. RNDr. Petru Kraftovi, CSc. za trpělivost, se kterou vedl moji práci, za poskytnutou literaturu, rady a veškerou další pomoc. Dále bych zde chtěla poděkovat doc. RNDr. Oldřichu Fatkovi, CSc. za rady a odkazy na další literaturu. Doc. RNDr. Václavu Kachlíkovi, CSc. děkuji za informace, které mi pomohly lépe se orientovat v dané problematice. Chtěla bych také poděkovat doc. RNDr. Kataríně Holcové, CSc. za cenné rady a pomoc. Velký dík patří i mým kolegům Matúši Sadloňovi a Vojtěchu Kovářovi za pomoc, připomínky a podporu. Za podporu děkuji i své rodině.

ABSTRAKT

Graptoliti patří mezi vůdčí stratigrafické skupiny, které pomáhají stanovit hranice geologických jednotek staršího paleozoika a korelovat je biostratigraficky i chronostratigraficky v regionálním i globálním měřítku. Šárecké souvrství, které je součástí vulkanosedimentární výplně pražské pánve, reprezentuje střednoordovickou jednotku, která obsahuje dobře zachovanou graptolitovou faunu. Od prvních výzkumů, provedených bezmála před 100 lety, bylo postupně shromážděno mnoho údajů, které ovlivnily vývoj a často zásadní změny graptolitové taxonomie i stratigrafie. Významné nálezy byly získány především díky průzkumu ložisek železné rudy v okolí Rokycan, Ejpovic a Krušné hory u Hudlic. Předložená práce shrnuje dosavadní poznatky o graptolitech v šáreckém souvrství a jejich využití ve stratigrafii.

Klíčová slova: graptoliti, ordovik, šárecké souvrství, stratigrafie

SUMMARY

Graptolites are one of the significant groups of stratigraphic index fossils in the Early Palaeozoic. They are used to determine the boundaries between bio- and chronostratigraphical units and to correlate them both on a regional and the global scale. The Šárka Formation, the Middle Ordovician lithostratigraphical unit of the Prague Basin (Teplá-Barrandian Unit), has yielded well-preserved and intensively studied graptolite fauna. Since the first studies carried out more than 100 years ago, much new facts and data has been gathered. They influenced a development and principal changes of the graptolite taxonomy and stratigraphy. Many key specimens were collected during the explorations of iron ore deposits in the vicinities of Rokycany, Ejpovice and Krušná hora Hill. This thesis summarises recent knowledge on graptolites from the Šárka Formation and its utilization in the stratigraphy.

Key words: graptolites, Ordovician, Šárka Formation, stratigraphy

Obsah

1. Úvod	6
2. Pražská pánev	7
3. Šárecké souvrství.....	14
Litologie.....	14
Fosilní asociace organismů.....	18
4. Graptoliti.....	21
Graptoloidi	26
Dendroidní graptoliti.....	28
5. Graptoliti ordoviku pražské pánve	29
6. Graptoliti šáreckého souvrství	35
Historie výzkumu.....	35
Současný stav.....	40
7. Stratigrafie šáreckého souvrství	44
Stratigrafické jednotky v pražské pánvi.....	44
Současný stav stratigrafie šáreckého souvrství.....	46
8. Diskuze	49
9. Závěr.....	51
Zdroje:	52
Zdroje obrázků.....	62

1. Úvod

Geologické a paleontologické výzkumy v oblasti pražské pánve probíhaly již od 18. století, velký rozmach však zaznamenaly až v 19. století. Mezi nejvýznamější představitele této etapy patřil J. Barrande, který ve druhé polovině 19. století provedl rozsáhlý paleontologický výzkum shrnutý v mnohasvazkovém díle *Système Silurien du centre de la Bohême*. Zabýval se však i geologickými otázkami, které měly dopad například na spor o tzv. kolonie. Na Barranda bezprostředně navazoval J. Krejčí, který komplexně zpracoval geologii celé oblasti Čech. V další etapě, spadající především do prvních tří dekád 20. století byly velice významné geologické výzkumy R. Kettnera a O. Kodyma, kteří postupně komplexně revidovali Barrandeho a Krejčího výzkumy v oblasti barrandienu. V téže době začínají i první moderní biostratigrafické výzkumy Boučka, zaměřené především na ordovik a silur. Za poslední, moderní etapu lze považovat vývoj po II. světové válce, trvající dodnes. Je spojena s výzkumy I. Chlupáče, V. Havlíčka, M. Šnajdra, L. Marka, R. Horného a dalších, dodnes působících geologů a paleontologů (Chlupáč et al. 1992).

Širší výzkum šáreckého souvrství začal ve 20. letech minulého století, který vyústil i v návrh nového stratigrafického schématu. V 60. letech minulého století bylo o šáreckém souvrství získáno mnoho informací prostřednictvím průzkumných vrtů, používaných při hledání ložisek železné rudy. Graptolitová společenstva tak byla dobře známa nejen z výchozů, ale znalost byla významně rozšířena o údaje z vrtů. Jejich komplexní a přehledné shrnutí publikovali Havlíček s Markem (1966) a vycházel z nich i B. Bouček ve své monografii (1973). Tyto poznatky užil i J. Kraft ve své habilitační práci, kde kromě jiných revidoval i druhy graptolitů ze šáreckého souvrství. Na přelomu minulého a současného století byly prováděny detailní výzkumy na lokalitách Drahouš u Rokycan a Praha-Červený vrch. Získané výsledky významně přispěly ke zpřesnění stratigrafických rozsahů jednotlivých druhů a slouží v současnosti i jako stabilní podklady pro aktuálně platné biozóny.

Tato práce shrnuje poznatky o graptolitech šáreckého souvrství v širším kontextu litologie a fosilních asociací. Následně je popsáno a diskutováno využití graptolitů ve stratigrafii studovaného intervalu v regionálním i globálním měřítku.

2. Pražská pánev

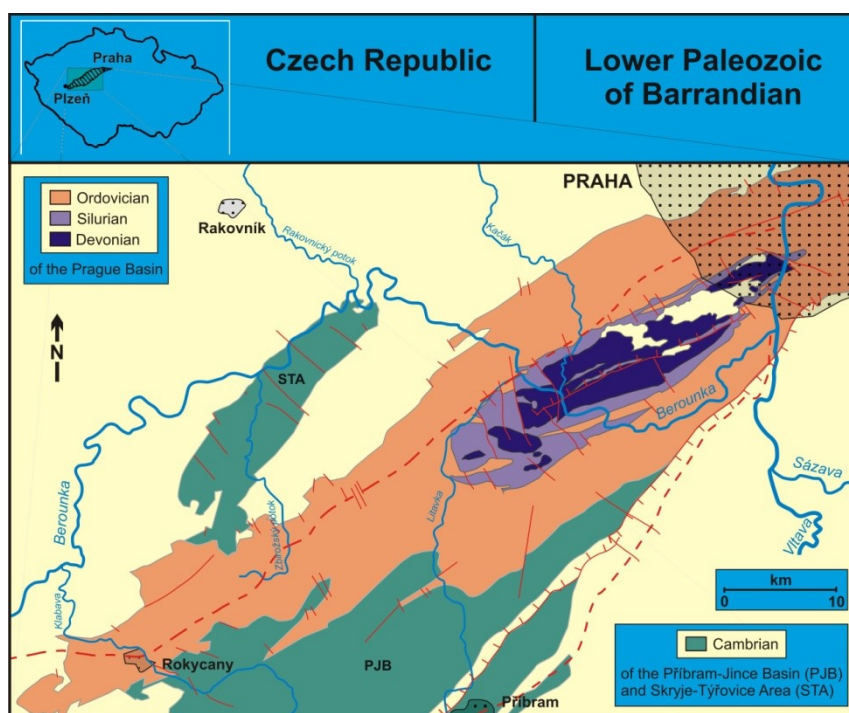
Pražská pánev, definovaná Havlíčkem (1981) vznikla ve spodním ordoviku na proterozoickém a v menší míře kambrickém podkladě. Pražská pánev je součástí bohemia, centrální jednotky Českého masivu (Kachlík 2003). Pražská pánev měla v době svého vzniku podobu mělké, úzké, lineární deprese, současného směru jihozápad – severovýchod. Vznikala výhradně v marinním prostředí a je riftového původu (Zeman 1978; Havlíček 1981). Denudační relikt její vulkanosedimentární výplně se táhne od Starého Plzeňce k Úvalům u Prahy a Brandýsu nad Labem a je představován úplným vrstevním sledem jednotek ordoviku, siluru a části devonu. Tyto jednotky představují podstatnou část barrandienského paleozoika (Havlíček 1981 a 1982). Horniny vycházejí na povrch v pásu přes 100 km dlouhém a širokém okolo 25 km. Většinou jsou nemetamorfované nebo slabě metamorfované a jsou bohatě fosiliferní. Jen výjimečně jsou překryté mladšími platformními sedimenty, jako např. východně od Úval a Brandýsu nad Labem, kde tvoří podloží svrchnokřídových hornin (Havlíček a Fatka 1992). Pánev byla akumulací oblastí s intenzivní sedimentací. V některých obdobích byla provázena silnou vulkanickou činností, díky níž vznikl například ordovický komárovský vulkanický komplex či silurský svatojánský vulkanický komplex (Havlíček et al. 1992). Komárovský komplex dnes vytváří široký pruh ve střední části pánve, orientovaný od JV k SZ. Vůči podélné ose pánve svírá úhel 25°. Naopak silurské vulkanogenní komplexy jsou rovnoběžné s osou pánve (Havlíček 1981). Klastický materiál sedimentů pražské pánve pochází z lokálního zdroje představovaného proterozoickým podkladem i z oblastí, které poklesávaly v kambriu a byly během ordoviku vyzdviženy (Havlíček et al. 1992). V centrálních částech pánve nalézáme kontinuální sukcesi pískovců, jílovců, karbonátů a pyroklastik s druhotnými chemickými sedimenty (např. železnou rudou či minerály). Paleontologickým datováním těchto hornin byl stanoven rozsah jejich stáří od tremadoku (nejnižšího ordoviku) do givetu (střední devon) (Havlíček a Fatka 1992). Moře sem vniklo během tremadoku z oblasti Železných hor a směřovalo směrem dále přes střední Čechy až k Holoubkovu. Ačkoliv ve svrchním tremadoku došlo k regresi, následná mořská transgrese pronikla ke Starému Plzeňci a na Rožmitálsko. Předpokládá se, že pražská pánev měla tehdy podobu úzké brázdy, ohraničené po obou stranách stabilními segmenty (Havlíček et al. 1992). Nejhojnější výskyt spodnotremadocké fauny lze najít v jihozápadní části pánve u Holoubkova. Protože se podobná a z části společná fauna vyskytuje

i v břidlicích u Leimitz v Bavorsku, je pravděpodobná komunikace pražské pánve s bavorskou oblastí (Havlíček 1981).

Sedimentační prostor se dále diferencioval v arenigu, floianu a dapingianu (Kraft et al. 2007). V důsledku synsedimentární tektoniky došlo ke vzniku podélných a příčných segmentů, jež se navzájem odlišovaly svojí subsidencí (Havlíček et al. 1992). Během následujících období ordoviku se v pražské pánvi měnily oblasti s maximálními mocnostmi sedimentů. Jelikož ke změnám docházelo převážně ve směru delší osy pánve, zůstal zachován její lineární charakter. Podélné segmenty pánve byly ve spodním a svrchním ordoviku charakteristické poklesovou či výzdvihovou tektonikou (Havlíček et al. 1992). Poklesávající bloky se později staly hlavními synklinálními strukturami (například synklinály Velízu, synklinála hory Písek u Jinců apod.), naopak bloky s pomalou subsidencí nebo bez sedimentace dnes nacházíme v podobě antiklinál (příkladem je elevační zóna mezi Velízem a Krušnou horou). Segmentaci pánve v siluru je možné sledovat díky několika synsedimentárnímu zlomům, např. tachlovickému, který lze sledovat mezi Zdicemi a Prahou, kde odděluje kry nestejně subsidence a různého litologického vývoje. Během variské orogeneze došlo na řadě těchto zlomů k inverznímu pohybu a lze je charakterizovat jako přesmyky. Kupříkladu u tachlovického zlomu byl blok z centrální části pánve přesunut přes okrajovou část, kde mocnost siluru a podíl pyroklastik byly menší (Havlíček et al. 1992). Z dalších zlomů můžeme uvést například zlom Studeného vrchu či na něj navazující tobolský zlom (Svoboda a Prantl 1950). V devonu je obtížné podobné synsedimentární deformace pro malý plošný rozsah zachovaných sedimentů určit (Havlíček et al. 1992). Odlišné pohledy na tektonický vývoj pražské pánve mají Melichar (2004) nebo Vacek a Žák (2017).

Z příčných segmentů pánve lze vydělit dva základní: západobarrandienský (stabilnější, mocnosti ordovických sedimentů jsou zde menší) a východobarrandienský (mobilnější, silně zvrásněný, s mocnostmi ordovických sedimentů podstatně většími). Hranici mezi segmenty lze dobře určit podle výrazných změn v mocnosti jednotlivých souvrství. Nejvýrazněji se projevuje v jihovýchodní části pánve (východní okraje kry Ostrého, údolí Litavky) (Havlíček 1981).

Současné rozšíření hornin ordoviku, siluru a devonu v pražské pánvi je znázorňuje obrázek 1 (Bruthansová & Kraft 2003).



Obrázek 1: Rozšíření hornin ordoviku, siluru a devonu v pražské pánvi (Bruthansová & Kraft 2003)

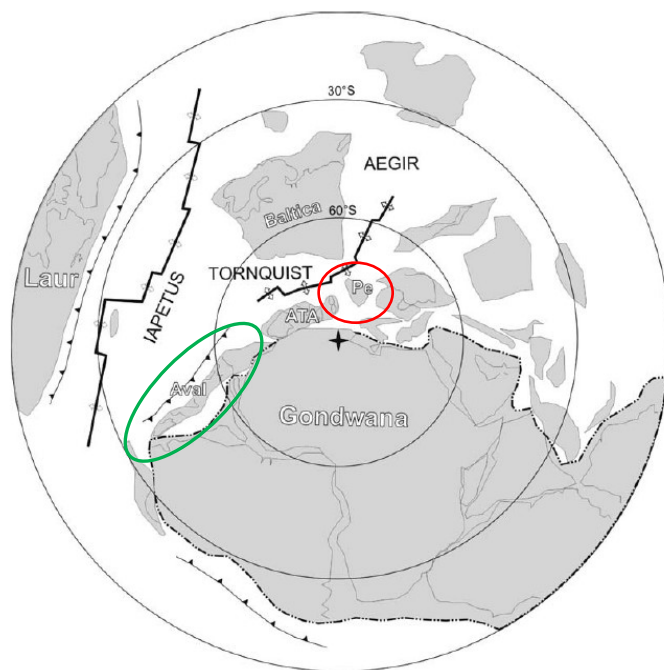
Existují různé názory na paleogeografickou pozici pražské pánve během ordoviku. Většina z nich se shoduje na tom, že se nacházela na jižní polokouli poblíž superkontinentu Gondwany. Největší rozdíl je mezi názory, řadí-li oblast pražské pánve k armorickým teránům na periférii Gondwany a naopak jako samostatnou mikrokesku zvanou Perunika.

Havlíček a Fatka (1992), Havlíček et al. (1994), Fatka a Mergl (2009) a mnozí další zastávají druhý zmíněný názor a usuzují, že pražská pánev byla součástí mikrokesky (mikrokontinentu) Peruniky, která se v průběhu ordoviku nacházela v mediteránní provincii mezi Gondwanou, Armorikou, Avalonií a Baltikou. Svůj názor opírají o biogeografická, paleoklimatická a paleomagnetická data. Za Peruniku považuje Havlíček et al. (1994) část Českého masivu, jež je tvořena moldanubikem, bohemikem a saxothuringikem, které se konsolidovaly během mladšího paleozoika (Havlíček et al. 1994). Během variské orogeneze se staly tyto oblasti součástí variského orogénu v kolizní zóně mezi Gondwanou a Laurasií (Havlíček et al. 1994). Jedním z důvodů, proč se měla Perunika pohybovat nezávisle na armorických oblastech, je její pravděpodobná rotace z paleomagnetických záznamů, kterou se odlišuje od Armoriky. Během raného paleozoika (kambrium – ordovik) se Perunika pohybovala směrem od Armoriky (Krs et al. 1986, 1987). Z paleontologických

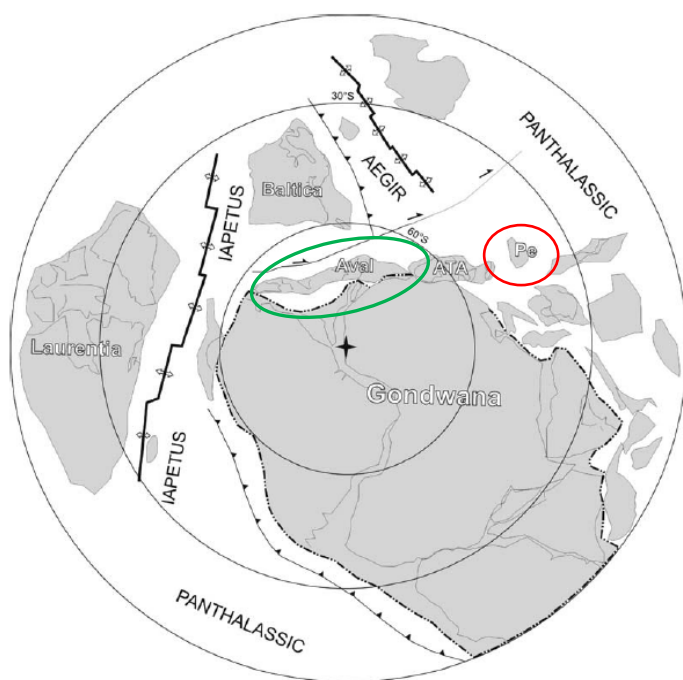
důkazů pro to svědčí rozdíly mezi společenstvy organismů z jiných oblastí. Na Perunice se v různých obdobích nacházejí jak endemické druhy, tak prvky sesilního a vagrantního bentosu, které jsou společné Armorice i Gondwaně, např.: pánev Tindouf v Africe. Naopak na Armorice byla nalezena fauna s prvky společnými pro Gondwanu, ale během období kambria až ordoviku žádná společná fauna s Baltikou (Havlíček et al. 1994).

Pražské pánev, považována za součást mikrokontinentu Peruniky, byla v tremadoku osídlena převážně faunou s afinitou k Baltice. Čím více se však oblast Peruniky přibližovala k rovníku, snižoval se postupně i vliv baltické fauny. Tento proces trval do středního ordoviku. Stupně dobrotiv a beroun jsou zastoupeny hlavně chladnomilnou mediteránní faunou, bez baltických prvků. To mohlo být způsobeno značným rozšiřováním Tornquistova moře, které představovalo migrační bariéru. Jiná situace panuje ve stupních království a kosov, kde je baltická teplomilná fauna opět významně zastoupena. Tento fakt vysvětluje Havlíček a Fatka (1992) znovuobjevením migračních cest mezi Perunikou a Baltikou. To mohlo být způsobeno uzavíráním Tornquistova moře (Havlíček et al. 1994).

Posun kontinentů z jižní části polokoule směrem k severu a pohyb Peruniky je ilustrován na obrázcích 2 až 4.

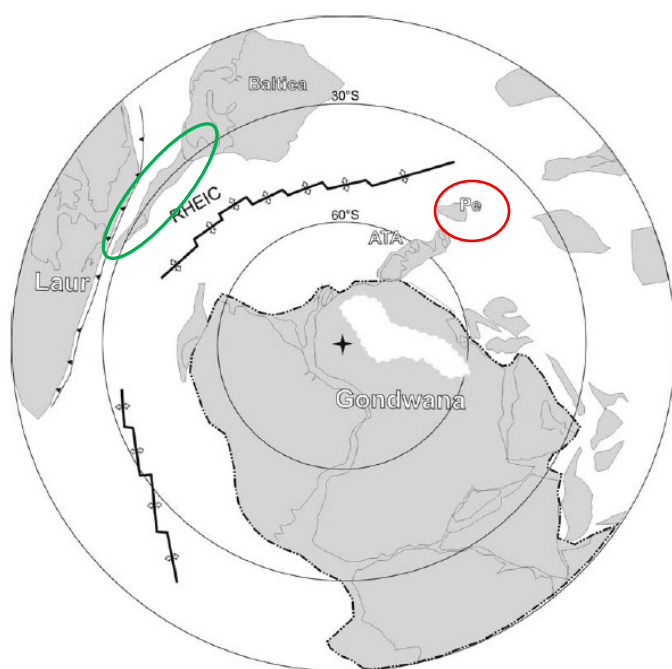


Obrázek 2:
Paleogeografická rekonstrukce pozic Peruniky (Pe - v červeném kroužku), Gondwany, Avalonie (Aval - v zeleném kroužku), teránů Armoriky (ATA), Baltiky a Laurentie ve svrchním kambriu (dle Cockse & Torsvika 2002 a 2006; převzato z Fatka a Mergl 2009).



Obrázek 3:

Paleogeografická rekonstrukce pozic Peruniky (Pe - v červeném kroužku), Gondwany, Avalonie (Aval - v zeleném kroužku), teránů Armoriky (ATA), Baltiky a Laurentie ve spodním ordoviku (dle Cockse & Torsvika 2002 a 2006; převzato z Fatka a Mergl, 2009).



Obrázek 4:

Paleogeografická rekonstrukce pozic Peruniky (Pe - v červeném kroužku), Gondwany, Avalonie (Aval - v zeleném kroužku), teránů Armoriky (ATA), Baltiky a Laurentie na přelomu ordoviku a siluru (dle Cockse & Torsvika, 2002 a 2006; převzato z Fatka a Mergl, 2009).

Spjeldnaes (1961) český ordovik přiřadil chladné mediteránní provincii, situované na okraji Gondwany v polárních oblastech jižní polokoule. Na základě trilobitů později Whittington a Hughes (1972) přiřadili ordovik pražské pánve do chladnovodní mediteránní selenopeltové provincie. Dle paleomagnetických dat Krse et al. (1986) ležela Perunika v mírné pásmu jižní polokoule; předpokládaná zeměpisná šířka je okolo 28°. Výskyty chladnovodní středoordovické fauny vysvětlují Havlíček a Fatka (1992) studenými povrchovými proudy, omývající břehy Gondwany. Různá míra izolace Peruniky oscillovala během celého ordoviku. Odrážela změny v rozsahu Rheického oceánu a případně Tornquistova moře, stejně jako intenzitu a směr mořských proudů, omývajících Gondwanu. Tyto modely jsou důležité pro korelaci českého ordoviku s ostatními regiony stejného stáří.

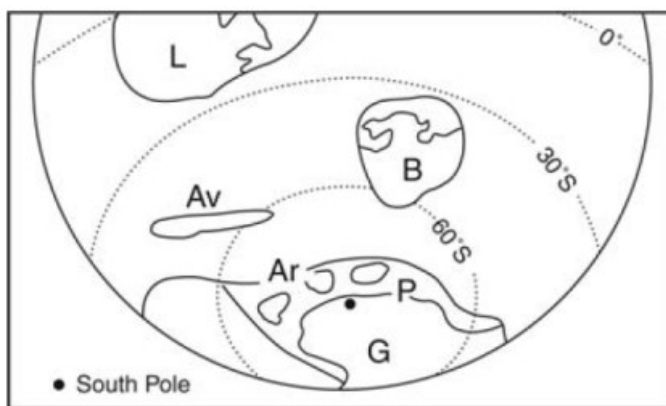
Stratigrafie českého ordoviku a v minulosti v barrandieniu používaná stratigrafie britského ordoviku vycházejí ze sekvencí hornin, pocházejících z odlišných geotektonických jednotek. Tyto oblasti se liší taxony jak bentických, tak planktonických organismů (Havlíček et al. 1994). Z těchto důvodů nelze aplikovat celou britskou stupnici na oblast pražské pánve.

Zcela opačný názor na koncept Peruniky jako mikrolesky či mikrokontinentu mají Servais a Sintubin (2009). Upozorňují na fakt, že litosferická deska či mikroleska je pojem tektonický, dle jehož definice by měla každá deska obsahovat část oceánské a část kontinentální zemské kůry. Má být relativně rigidní a být ohraničena tektonickým rozhranním (konvergentním, divergentním nebo pasivním). Mikrolesky jsou malé litosferické desky o rozloze menší než 10⁵ km² (Howell 1995). Pojem mikroleska však není definovaný paleontologickými daty. Mikrokontinent je paleogeografický pojem, definovaný jako samostatná oblast s kontinentálními šelfy na okraji, uvnitř moří a oceánů (Servais a Sintubin 2009).

Servais a Sintubin (2009) poukazují, že Perunika je definovaná Havlíčkem et al. jako mikroleska, nikoliv však podle tektonického konceptu, ale na základě fosilních společenstev organismů doplněná o paleomagnetická měření. Nicméně dle Servaise a Sintubina (2009) se výsledky měření Krse et al. (1996, 1997) nijak výrazně neliší od výsledků jiných paleomagnetických měření původní výchozí polohy Armoriky. Měření od Tait (1999) a z nich výsledná data poskytují podpůrné důkazy o tom, že se bohemikum a terány Armoriky lišily paleomagnetickou orientací na konci siluru,

nicméně výsledky paleomagnetických měření od Lewandowski et al. (2003) předchozí výsledky Tait (1999) zpochybňují (Servais a Sintubin 2009).

U fosilních asociací dále upozorňují Servais a Sintubin (2009) na fakt, že se společenstvo bentických forem organismů vzájemně neliší mezi oblastmi Gondwany a Armoriky v průběhu celého ordoviku. I přes množství endemických druhů je dle výsledků semi-kvantitativní analýzy mnoho faunistických společenstev podobných. Zdůrazňují, že mnoho autorů (např.: Van der Voo 1979; Tait et al. 1997; Franke 2000) považuje oblast pražské pánve díky nálezům společné fauny za součást armorických teránů, přičemž i proti definici armorických teránů mají Servais a Sintubin (2009) své výhrady. Závěrem navrhují, aby se přehodnotilo používání pojmu Perunika jako mikordesky, ale aby se používalo spíše ve smyslu mikrokontinentu či provincie, která byla součástí armorických teránů (obrázek 5).



Obrázek 5: Paleogeografická rekonstrukce pozic Peruniky (P), Gondwany (G), Avalonie (Av), teránů Armoriky (Ar), Baltiky (B) a Laurentie (L) ve středním ordoviku (dle Robardeta 2003; upraveno Owensensem a Servaisem 2007, převzato ze Servaise a Sintubina 2009).

3. Šárecké souvrství

Litologie

Studované souvrství bylo stanoveno Kettnerem a Kodymem (1919), pod označením šárecké břidlice. Souvrství je historicky věnována intenzivní pozornost. V minulosti to bylo především díky přítomnosti železných rud. V posledních desetiletích se díky bohatým nálezům fosilií jedná především o paleontologické studie. Ve druhé polovině 20. století bylo souvrství studováno nejkomplexněji a byla publikována řada prací s různým zaměřením, od geochemických (Vachtl & Cejnar 1958), přes litologické (Svoboda & Prantl 1946; Vacek 1952; Kukal 1962; Skoček 1963; Petránek 1964; Vtělenský 1957; Petránek 1975; Králík a kolektiv 1984) po paleontologické (Chlupáč 1970; Kraft 1977; Vavrdová 1977; Paris & Mergl 1984). Souvrství náleží do nejvyššího arenigu až oretanu (Gutiérrez-Marco et al. 2017). V období sedimentace této jednotky probíhala intenzivní vulkanická činnost (Havlíček 1981). Pro bázi souvrství je typický železnorudný obzor, který má největší mocnost v okrajových částech reliktu pánve (např. Ejpovice, Rač).

Z petrologického hlediska můžeme v šáreckém souvrství rozlišit několik základních typů hornin – konglomeráty, pískovce, siltovce, břidlice, karbonáty, sedimentární železné rudy, fosfáty, pyroklastické horniny a konkrce (Kukal 1962). Konglomeráty se vyskytují v oblasti Hřebenů a v severozápadních částech Prahy na bázi souvrství. Jsou složeny z klastického materiálu, často velmi hrubozrnného (valouny dosahují velikosti i nad 100 cm). Zdrojem materiálu byly okolní sedimentární horniny. Většina valounů slepenců jsou kambrického stáří a pochází z lokálních zdrojů. Ostatní křemenné, bulžníkové a porfyrity valouny pochází ze vzdálenějších zdrojů a nejsou tak časté. Sedimentace slepenců probíhala v marinním prostředí, pravděpodobně při transgresi v kombinaci s příbojem, kdy je zvýšená intenzita vlnění. Podloží ukládajících se slepenců bylo relativně ploché. V Praze-Troji zaznamenáváme poněkud odlišnou litologii slepenců i jejich vývoj. Jsou složeny převážně z ostrohranných útržků neoproterozoických břidlic, valounů vyvřelin kyselého charakteru a značného množství jílu. Laterálně tyto slepence přecházejí do mocných poloh jemnozrnnějších a vytríděných konglomerátů, složených hlavně z valounů kvarcitů, křemene a bulžníků. Nalézáme zde lokální deprese vyplněné slepenci, chráněné proti intenzivnímu vlivu příboje či vlnění. V okolí těchto depresí sedimentovaly

křemenné slepence, opět ovlivněné silnou intenzitou vlnění (Kukal 1962). V oblasti Březiny a Radče na bázi rudních poloh se vyskytují valouny křemenných porfyrů a porfyrů v karbonátovém a hematitovém oolitu, jež svědčí o rychlém splavení materiálu do nejmělkších částí v okrajích pánve. Zdrojem železa byly pravděpodobně denudované hřbety efuziv a lateristické zvětrávání jílu (Havlíček et al. 1992).

Mezi detailně studované horniny šáreckého souvrství patří sedimentární železné rudy. Ty jsou reprezentované především dvěma rudními obzory. Na bázi šáreckého souvrství se vyskytuje klabavsko-osecký rudní obzor a ve svrchních polohách se nachází kyšický rudní obzor. V oblastech Březiny, Mníšku, Rače a Ejovic, kde došlo ke spojení obou rudních obzorů, pak rudy zastupují celou mocnost šáreckého souvrství (Kukal 1962). Mezi Ejovicemi a Klabavou se nachází povrchový důl s ferolity, reprezentující celou mocnost šáreckého souvrství. Ruda zde dosahuje mocnosti cca 10–15 metrů (Havlíček et al. 1992), výjimečně až 20 metrů (Vachtl & Cejnar 1958). Sedimentace železné rudy pravděpodobně souvisí s velkou transgresí na bázi souvrství. Tuto transgresi na začátku oretanu (dříve llanvirnu) popisuje již Kettner (1921), Bouček (1947) a Havlíček & Šnajdr (1957). Zdrojem zvětralého železa mohly být tufy klabavského souvrství, ale také kaoliniticky či lateriticky zvětralé břidlice nebo proterozoické břidlice (Kukal, 1962).

Břidlice označují dle klasifikace Kukala (1959) všechny jílovité horniny šáreckého souvrství. Důvodem je jejich rekrystalizovaná a často i paralelně usměrněná základní hmota. Bylo zjištěno, že čím je jílovitá břidlice homogennější (tj. bez příměsí siltu), tím je vyšší množství mikroskopicky viditelné hrubší frakce po rekrystalizaci. V oblasti Žižkova v Praze nacházíme sedimenty, které vykazují nejvyšší stupeň rekrystalizace. Dle určitých znaků, např. změny objemové hmotnosti či koncentrací organické hmoty do tenkých filmů a čoček, můžeme sledovat na některých místech počátek epizonální metamorfózy. Poměrně významnou příměsí jílovitých břidlic je siderit, jež je pro ně charakteristický. V základní hmotě je rozestý ve formě globulárních útvarů, dle kterých byl siderit posléze rozpoznán v jílovitých břidlicích termicky i rentgenograficky stejně jako v ostatních jílovitých sedimentech (Spencer 1925; Koperinová 1956 a Debyser 1957). Hlavním minerálem břidlic je illit. Jsou zde však i jiné jílové minerály nebo chlority se smíšenými strukturami. Vždy je přítomna příměs hrubého detritu. Vyskytují se zde i jílovité břidlice, obsahující tufitickou příměs v podobě vulkanického popela v základní hmotě nebo ve formě vitrických útržků. Z autigenních minerálů vyskytujících se v jílovitých břidlicích byly rozpoznány pyrit, mikrokrytalický až kryptokrytalický

křemen, fosfáty a pravděpodobně biotit. Ten se někdy orientuje do paralelně usměrněných šupin. Množství organického C se v jílovitých břidlicích šáreckého souvrství pohybuje od 0,57–2,75 %. Protože se během diagenese hornin ztrácí z jílových sedimentů minimálně 90 % původního množství organických látek (Gripenberg 1934; Trask et al. 1932; Trask 1937; Strachov 1939), lze konstatovat, že původní množství organických látek v jílovitých břidlicích bylo jistě větší než 3 %. Nezvětralé nebo jen částečně zvětralé sedimenty se ukládaly v částech pánve, které by v analogii s recentem odpovídaly malým vnitropevniským pánvím (Gripenberg 1934; Debysser 1957) nebo zálivům (Emery et al. 1957; Ryan 1953). Byla zjištěna také závislost mezi výskytem síry a organického uhlíku. Pokud bylo množství S ve vzorcích zkoumaných jílovitých břidlic větší než 1 %, obsahovaly vzorky také téměř vždy zvýšené množství organického C. Ve studiích byl zjišťován také poměr $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Strachov & Zalmazon (1955) uvádějí, že existuje přímý vztah mezi minerálními formami železa a množstvím organického uhlíku. Pokud je v sedimentu obsaženo více než 1,4 % organického C, mělo by se Fe vyskytovat ve formě pyritu. Dle Kukala (1962) však ve vzorcích studovaných sedimentů šáreckého souvrství, které obsahovaly takto vysoké množství organického C, podobná závislost nebyla zjištěna. Částečně se ale Kukal (1962) ztotožňuje s druhým předpokladem již zmíněných autorů, dle něhož se při množství 0,6–0,7 % organického C váže Fe ve formě karbonátu. Tomuto předpokladu odpovídají sideritové rudy nalezené v šáreckém souvrství. U jílovitých břidlic však 30 % z 16 vzorků studovaných Strachovem & Zalmazonem (1955) tvořilo výjimky, které neodpovídali danému předpokladu. Vliv na množství forem železa a organických látek může mít i začínající epizonální metamorfóza nebo také odlišné množství Fe v přinášeném detritu. Analýzou jílových sedimentů šáreckého souvrství pomocí sledování poměrů $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ bylo zjištěno, že se jedná o sedimenty středního stupně zralosti. U železných rud bazálního klabavsko-oseckého rudního obzoru jsou však hodnoty nižší. Z toho lze usuzovat, že zdrojový materiál rud byl nižšího stupně zralosti, tj. nebyl zvětrávacími procesy výrazně narušen.

Břidlice šáreckého souvrství lze vymezit na břidlice bez příměsí, složené pouze z jílovité složky, nebo s příměsí jiných horninových složek. Časté jsou příměsí tufitického a písčitého charakteru. Specifickým typem jsou břidlice s vysokým podílem organické hmoty, které jsou označovány jako černé. Podle Kukala (1962) se černé jílovité břidlice šáreckého souvrství ukládaly v místech pánve, kde nefungoval běžný cirkulační režim vody. Díky tomu chyběl ve vodě nade dnem volný kyslík a naopak se mohl vyskytovat

volný sirovodík. Postupně se vytvářel anoxický režim. Při použití analogie s recentem, kdy jsou pánve s tvořícími se černými jíly děleny na hluboké (např. hlubokomořské příkopy) a mělké (laguny, vnitropevninské pánve), přiřazuje Kukal (1962) černé břidlice šáreckého souvrství k mělkovodní sedimentaci v pánvi. Důvodem jeho tvrzení je výskyt zbytků bentosu, který odpovídá mělkovodním prostředím. Dále argumentuje výskytem černých břidlic těsně nad transgresivní epizodou a příměsí hrubého detritu společně s míšenými sedimenty, které svědčí o mělkovodní sedimentaci.

Konkrece, uváděné nověji jako nodule (Loi & Dabard 2002), zvané jako šárecké či rokycanské kuličky, se vyskytují v určitých částech vrstevního sledu břidlic šáreckého souvrství. Jsou to oblé křemenné útvary proměnlivé velikosti, většinou centimetrových, místy však i decimetrových rozměrů. Kukal (1962) je považuje za druhotně silicifikované útvary, původně zřejmě karbonátového složení. Byly zmíněny mnohými autory, Bouček (1947) detailně popsal jejich regionální rozšíření. Jsou tvořené převážně mikrokystalickým křemenem, karbonátem, jílem a organickými zbytky, např. krunýři trilobitů či množstvím vápnitých (většinou vyloužených) a fosfátových schránek. Velké množství nodulí se nalézá díky intenzivnímu zvětrávání na polích, kde se koncentrují v půdním profilu. V současnosti je lze sbírat především na Rokycansku, historické lokality na území Prahy jsou většinou zastavěné. Kukal (1962) uvádí, že všichni autoři před ním je popisovali jako křemité. Poukazuje však také na řadu důkazů, ukazujících na původní nesilicifikované složení, např. na jejich koncentrickou stavbu, kde vnější části jsou křemenem bohatší než vnitřní, na nalézané čistě vápnité konkrece nebo na konkrece větší než 10 cm, které jsou pak vždy karbonátové. Díky těmto a dalším důkazům (Liesegangovy prstence, silicifikace podél sutur a trhlin) se předpokládá, že k silicifikaci nodulí došlo zřejmě epigeneticky. Většina zcela silicifikovaných nodulí je malých rozměrů, naopak velké nodule zůstaly karbonátové. Primárně karbonátové nodule tedy pravděpodobně vznikaly v prostředích s vyšším obsahem karbonátu a jeho následnou sedimentací, než je u jílovité sedimentace běžné (Kukal 1962). Nicméně, množství karbonátu nebylo dostatečné natolik, aby mohly vznikat samostatné karbonátové polohy.

Známé fosilní asociace trilobitů, graptolitů, mlžů a dalších bezobratlých jsou zachované především v břidlicích a křemičitých nodulích.

Fosilní asociace organismů

Významný vliv na prostorové rozšíření ekologických nik fosilní fauny pražské pánve měla pravděpodobně její geomorfologická stavba. Měla podobu úzké, lineární deprese s poměrně strmými stěnami a nepříliš širokým dnem, kde nemohou analogicky s menšími, batymetricky variabilnějšími pánvemi, existovat rozsáhlejší pásma bentické fauny stejného charakteru. Z tohoto důvodu považuje Havlíček (1982a) za pravděpodobnější, že společenstva organismů pražské pánve byla více ovlivňována charakterem podložního substrátu nežli hloubkou. Tomuto předpokladu by odpovídalo i topologie euorthisinového společenstva (Havlíček 1982a).

Šárecké souvrství reprezentuje stupeň oretan (Gutiérrez-Marco et al. 2017). Dříve bylo přiřazováno do stupně llanvirn (Havlíček & Vaněk 1966; Havlíček 1982a a 1992). Kromě litologického vývoje, jenž je zmíněn v předchozí kapitole, je charakteristické i svým paleontologickým obsahem. Od předcházejícího klabavského souvrství se významně odlišuje paleontologicky i paleogeograficky. Fauna je nalézána především v břidlicích a křemičitých nodulích. Začátek oretanu v šáreckém souvrství je charakteristický výskytem odlišné fauny, zahrnující chitinozoa, trilobity, brachipody, gastropody, echinodermata, hyolity, mlže, ostrakody a konulárie (Havlíček et al. 1992).

Mikroplankton je bohatě rozvinutý v podobě akritarch s významným druhem *Dicrodiacrodium normale* a chitinozoí, např. druhy *Sagenachitina oblonga*, *Cyathochitina campanulaeformis* a *Desmochitina (D.) minor*. Ty se náhle objevují na bázi šáreckého souvrství, jak zjistili Paris a Mergl (1984), což dokazuje rychlé změny společenstev chitinozoí. Problematikou akritarch se zabývala např.: Vávrdová (1977).

Taxonomicky největší část fauny šáreckého souvrství zauímají trilobiti, s více než 50 druhy (Havlíček & Vaněk 1966). Jsou to zástupci rodů *Areia (Areiaspis)*, *Bathycheilus*, *Bohemopyge*, *Bohemilla*, *Cyclopyge*, *Degamella*, *Eoharpes*, *Lichas*, *Osekaspis*, *Parabarrandia*, *Pateraspis*, *Pharostoma*, *Plasiaspis*, *Pliomerops*, *Selenopeltis*, *Symphysops*, *Microparia*, *Novakella*, *Ellipsotaphrus*, *Uralichas* a konkrétní druhy *Trinucleoides reussi*, *Megistaspis (Nerudaspis) aliena*, *Protostygina bohémica*, *Ectillaenus šárkaensis*, *Ectillaenus parabolinus*, *Ectillaenus advena*, *Svobodapeltis avus*, *Dionide prima*, *Stapeleyella inconstans* a další (Havlíček & Vaněk 1966). Trilobiti

šáreckého souvrství byli předmětem mnoha dalších výzkumů, které zrevidovaly zjištěné poznatky (Budil et al. 2003; Mergl et al. 2007; Budil et al. 2010; Fatka et al. 2015 a další).

Velmi hojní jsou zde zástupci ostrakodů, zastoupeni druhy *Conchoprimites osekensis* a *Berephocharieis ctiradi* (Lajblová & Kraft 2003).

Fylokaridní korýše rodů *Caryocaris* (*Caryocaris*) a *Caryocaris* (*Rhinopterocaris*) popisuje Chlupáč (1970) jako možné zástupce epiplanktonu.

Poměrně běžní jsou orthidní brachiopodi rodů *Euorthisina* a *Eodalmanella* s druhy *Euorthisina minor*, *Euorthisina šarkaensis*, *Euorthisina moesta*, *Eodalmanella socialis*. Linguiformními brachiopody se podrobněji zabývali Havlíček (1982b) a Mergl (2002).

Z gastropodů se vyskytují rody *Gamadiscus*, *Lesuerella*, *Mourlonia*, *Tropidopiscus* (*Peruniscus*) či *Sinuities*, jež zahrnují druhy *Lesuerella prima*, *Mourlonia desiderata*, *Tropidopiscus* (*Peruniscus*) *pusillus*, *Gamadiscus nitidus*, *Sinuities sowerbyi* a jiné (Havlíček & Vaněk 1966).

Běžné jsou i fosilie mlžů rodů *Praeleda*, *Praenucula*, *Pseudocyrtodonta*, *Redonia* se zástupci *Praenucula dispar dispar*, *Praenucula dispar expansa*, *Pseudocyrtodonta obtusa*, *Pseudocyrtodonta ala*, *Praeleda amica*, *Praeleda compar*, *Redonia deshaysi* a zřejmě nejznámější zástupce této skupiny, *Babinka prima* Barr. Některé rody mlžů sem pravděpodobně migrovaly z dnešních oblastí Walesu, Montagne Noire a jiných oblastí, kde se vyskytují již v arenigu (Havlíček & Vaněk 1966).

Rody hlavonožců *Eobactrites*, *Bathmoceras*, *Endoceras* se zástupci *Bathmoceras complexum*, *Bathmoceras praeposterum*, *Eobactrites sandbergeri*, *Endoceras peregrinum*, *Endoceras conquassatum*, *Endoceras novator*, *Tretoceras parvulum*, *Orthoceras bonum* vytvářely společně s graptolity pelagická společenstva (Havlíček & Vaněk 1966; Havlíček et al. 1992).

Hojně se zde nachází zástupci hyolitů náležící rodům *Bactrotheca*, *Elegantilites*, *Gompholites* a *Pauxillites* (Havlíček & Vaněk 1966).

Zástupci echinodermat jsou zde značně zastoupeni skupinou cystoidů (rody *Archegocystites*, *Archaeocystites*, *Balanocystites* a *Pyrocystites*) a karpoidů (rody *Mitrocystella*, *Mitrocystites*, *Lagynocystites*. Hadice a hvězdice zde patří mezi vzácnější nálezy (Havlíček & Vaněk 1966; Havlíček et al. 1992).

Z konulárií lze jmenovat *Archaeconularia insignis*, *Archaeconularia primula*, *Exoconularia exquisita exquisita*, *Metaconularia imperialis imperialis*, *Metaconularia munita munita*, *Plectoconularia proteica proteica*, *Pseudoconularia grandissima grandissima*, *Pseudoconularia grandissima nobilis*, *Conulariella robusta* a *Conulariella purkyněi* (Havlíček & Vaněk 1966).

Poměrně málo významní jsou zástupci tříd *Polyplacophora*, *Monoplacophora* (např. *Patelliconus*, *Pygmaeoconus*) nebo vyjímečně se nalézající merostomati (*Archaeolimulus*) (Havlíček & Vaněk 1966; Havlíček et al. 1992). Z třídy machaeridů se zde nalézá *Plumulites bohemicus* a *Plumulites contrarius*.

Bentická fauna je charakteristická mediteránním charakterem a některé české druhy a rody jsou rozšířeny přes celou mediteránní provincii, z Balkánu až do Walesu (Havlíček & Vaněk 1966). Blízký vztah k šáreckému souvrství ukazuje oretan Španělska a Portugalska. V obou oblastech se vyskytují společné rody a druhy, např. *Bathyscheilus perplexus*, *Colpocoryphe*, *Placoparia*, *Uralichas* a ostatní (Havlíček & Vaněk 1966). Další taxony společné se šáreckým souvrstvím jsou popsány z Walesu Whittardem (1956-1964). Jedná se např. o *Selenopeltis buchi macrophthalma*, *Pricyclopyge binodosa binodosa* či *Prionocheilus pulchrum vokovicense* (Havlíček & Vaněk 1966).

V šáreckém souvrství naopak chybí trilobit rodu *Neseuretus*, jenž se běžně vyskytuje v Portugalsku, Španělsku, ve Velké Británii, v Maroku a ve Francii. Přitom dle Spjeldnaese (1961), patří *Neseuretus* mezi nejvíce důležité fosilie mediteránní provincie.

4. Graptoliti

Graptoliti jsou koloniální živočichové. Může se jednat o malé kolonie o počtu několika jedinců, nebo naopak o velké kolonie složené z tisíců jedinců (Maletz 2017). Dříve byli řazeni např. mezi láčkovce (Kozłowski 1966), v 50. letech minulého století postupně převládl názor, že se jedná o zástupce polostrunatců (Bulman 1970). Kmen polostrunatců, (Hemichordata), je charakteristický bilaterálně souměrnými jedinci, jejichž tělo je složeno ze tří vzájemně oddělených částí: prosomy, mezosomy a metasomy. V současnosti jsou do polostrunatců zahrnuty tři skupiny: Enteropneusta (žaludovci), Pterobranchia (křídložábří) a vzácní Planctosphaeroidea.

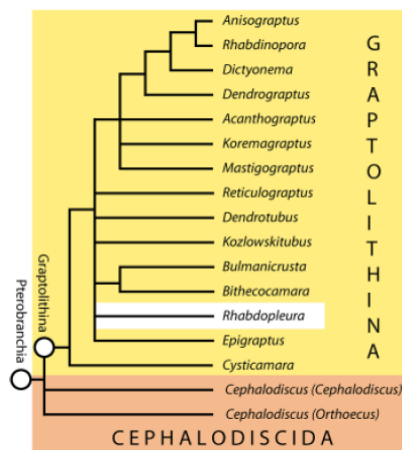
Na systematické zařazení polostrunatců a graptolitů existují různé pohledy a názory. Graptoliti byli klasifikováni jako samostatná třída do kmene polostrunatců na základě podobnosti morfologie zevní schránky s pterobranchii (Bulman 1970). Nejnověji Mitchell et al. (2013) dospěli k názoru, že zástupce třídy křídložábřích *Rhabdopleura* je recentní zástupce graptolitů a je možné na něj pohlížet jako za živoucí fosilii. Tento rod zahrnuje na dně přisedle žijící koloniální organismy, tvořícími např. s koráli nebo mechovci mořský koloniální sesilní bentos. Kolonie rhabdopleur jsou tvořeny kolagenem (Maletz 2017). Jejich nejbližšími příbuznými jsou cephaloscidi, další zástupci třídy Pterobranchia (Maletz 2017).

Tento fakt vyplývá ze zmíněné analýzy Mitchella et al. (2013), kteří dělí zástupce pterobranchií do dvou skupin: na pseudokoloniální Cephalosdiscida a koloniální Graptolithina. Zahrnutí graptolitů mezi křídložábře bylo založeno na podobnosti morfologie a strukturního uspořádání kolonií. Podrobnější klasifikace podle Mitchella et al. (2013) a Maletze (2017) je ukázána na obrázku

6 a 7.

Obrázek 6:

Kladistická interpretace taxonů skupiny Graptolithina, s vyznačenou pozicí rodu *Rhabdopleura* dle Mitchella et al. (2013).



Phylum **Hemichordata** Bateson, 1885, p. 111
 Class **Enteropneusta** Gegenbaur, 1870, p. 158
 ?Class **Planctosphaeroidea** van der Horst, 1936, p. 612
 Class **Pterobranchia** Lankester, 1877, p. 448
 Subclass **Cephalodiscida** Fowler, 1892, p. 297
 Family **Cephalodiscidae** Harmer, 1905, p. 5
 Subclass **Graptolithina** Bronn, 1849, p. 149
 Incertae sedis Family **Rhabdopleuridae** Harmer, 1905, p. 5
 Incertae sedis Family **Cysticamaridae** Bulman, 1955, p. 42
 Incertae sedis Family **Wimanicrustidae** Bulman, 1970, p. 52
 Incertae sedis Family **Dithecodendridae** Obut, 1964, p. 295
 Incertae sedis Family **Cyclograptidae** Bulman, 1938, p. 22
 Order **Dendroidea** Nicholson, 1872b, p. 101
 Family **Dendrograptidae** Roemer in Frech, 1897, p. 568
 Family **Acanthograptidae** Bulman, 1938, p. 20
 Family **Mastigograptidae** Bates & Urbanek, 2002, p. 458
 Order **Graptoloidea** Lapworth, 1875, in Hopkinson & Lapworth 1875, p. 633
 Suborder **Graptodendroidina** Mu & Lin in Lin, 1981, p. 244
 Family **Anisograptidae** Bulman, 1950, 79
 Suborder **Sinograptina** Maletz et al., 2009, p. 11
 Family **Simagraptidae** Cooper & Fortey, 1982, p. 257
 Family **Sinograptidae** Mu, 1957, p. 387
 Family **Abrograptidae** Mu, 1958, p. 261
 Suborder **Dichograptina** Lapworth, 1873, table 1, facing p. 555
 Family **Dichograptidae** Lapworth, 1873, p. 555
 Family **Didymograptidae** Mu, 1950, p. 180
 Family **Pterograptidae** Mu, 1950, p. 180
 Family **Tetragraptidae** Frech, 1897, p. 593
 Suborder **Glossograptina** Jaanusson, 1960, p. 319
 Family **Isograptidae** Harris, 1933, p. 85
 Family **Glossograptidae** Lapworth, 1873b, table 1 facing p. 555
 Suborder **Axonophora** Frech, 1897, p. 607
 Infraorder **Diplograptina** Lapworth, 1880e, p. 191
 Family **Diplograptidae** Lapworth, 1873b, table facing p. 555
 Subfamily **Diplograptinae** Lapworth, 1873b, table facing p. 555
 Subfamily **Orthograptinae** Mitchell, 1987, p. 380
 Family **Lasiograptidae** Lapworth, 1880e, p. 188
 Family **Climacograptidae** Frech, 1897, p. 607
 Family **Dicranograptidae** Lapworth, 1873b, table facing p. 555
 Subfamily **Dicranograptinae** Lapworth, 1873b, table facing p. 555
 Subfamily **Nemagraptinae** Lapworth, 1873, p. 556
 Infraorder **Neograptina** Storch et al., 2011, p. 368
 Family **Normalograptidae** Storch & Serpagli, 1993, p. 14
 Family **Neodiplograptidae** Melchin et al., 2011, p. 298
 Superfamily **Retiolitoidea** Lapworth, 1873b, table 1 facing p. 555
 Family **Retiolitidae** Lapworth, 1873b, table 1 facing p. 555
 Subfamily **Petalolithinae** Bulman, 1955, p. 87
 Subfamily **Retiolitinae** Lapworth, 1873, table 1 facing p. 555
 Superfamily **Monograptioidea** Lapworth, 1873, table facing p. 555
 Family **Dimorphograptidae** Elles & Wood, 1908, p. 347
 Family **Monograptidae** Lapworth, 1873b, table 1 facing p. 555
 possibly several subfamilies

Obrázek 7: Systematika pterobranchií (křídložábřích) navržená Maletzem (2014).

Kolonie graptolitů byla složená z jednotlivých komůrek (ték), které tvořili pevnou vnější kostru celé kolonie, tzv. rhabdosom (syn. tubarium). Ten postupně vznikl ze sikuly (prvotní komůrky). Ze sikulárního jedince se postupným dělením (pučením) oddělovali další jedinci (zooidi), kteří stavěli další téky. Všichni spolu byli navzájem propojeni stolonem. Z jednotlivých, navzájem spojených ték, se tak postupně vytvářela větev rhabdosomu. Tvary ték a jejich ústí jsou velmi rozmanité a slouží ke klasifikaci jednotlivých druhů graptolitů. Rhabdosom je tvořen organickým materiálem, zřejmě bílkovinné povahy, tzv. peridermem. Periderm vytváří vnější a vnitřní, strukturně odlišné vrstvy. Vnitřní, fuselární vrstva je složena z jednotlivých článků ve tvaru poloprstenců se zkosenými konci, které do sebe u protilehlých poloprstenců navzájem zapadají. Z vnější strany mohou být kryté kortikální vrstvou. Ta vytváří laminy, které během života graptolita postupně zesilují (Bulman 1970). S termínem „periderm“ nesouhlasí Maletz (2017), protože chemickým složením rhabdosom graptolitů neodpovídá pojmu periderm ve smyslu „kůže“. Nepovažuje ho tedy za dostatečně vystihující označení (Maletz 2017).

Morfologicky se od ostatních ték odlišuje sikula. Má kuželovitý tvar a skládá se ze dvou částí, z prosikuly a metasikuly. Prosikula je složena ze souvislé pásky spirálovitě vinuté v prostoru tak, že tvoří plášť kužele. Metasikula je tvořena podobně jako zbytek rhabdosomu ze vzájemně zapadajících poloprstenců. Z vrcholu sikuly některých graptolitů může vyrůstat tenké vlákno, tzv. nema. Nema mohlo sloužit např. k přichycení na jiné, ve vodním sloupci vznášející se organismy (uvažuje se např. o řasách) a umožňovalo tak koloniím epifytický způsob života (Bulman 1970).

Oproti současně žijícím křídložábřím, graptoliti stavěli poměrně robustnější kolonie, které se dobře zachovávají ve fosilním záznamu. Architekti jednotlivých komůrek i celého tvaru kolonie, zooidi, se však ve fosilním záznamu nezachovali. K tomuto závěru se došlo v 80. letech minulého století díky objevu kortikální a vnitřní fuselární vrstvy, tvořící pevnou kostru kolonie tzv. rhabdosom. Důvodem vytváření těchto koster a pravděpodobný přechod z bentického k planktonickému způsobu života musel zřejmě souviset se změnou životního prostředí graptolitů, kterému se snažili přizpůsobit (Maletz 2017).

Bentičtí graptoliti byli podobně jako houbovci či mechovnatci mikrofágní filtrátoři a obývali podobné ekologické niky jako recentní křídložábři. Naproti tomu planktoničtí graptoliti však nemají prakticky žádný ekvivalent v dnešním moderním planktonu. Proto existují různé názory na to, jakým způsobem se pohybovali ve vodním sloupci,

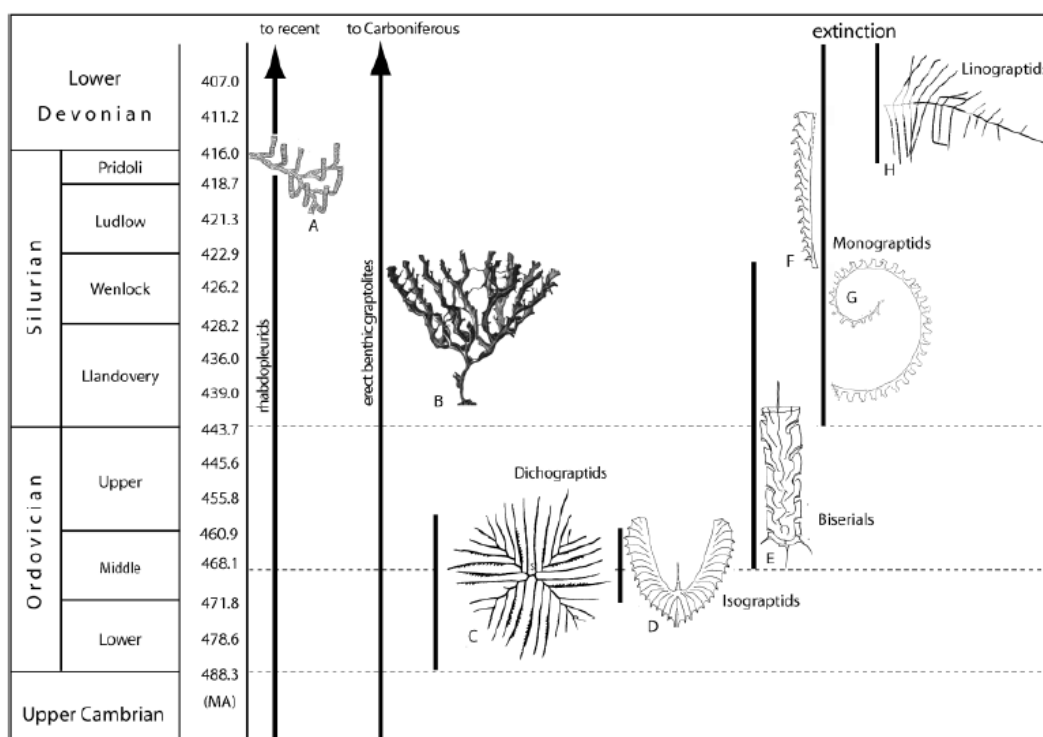
jak se reprodukovali, čím se živili či s kým si konkurovali o potravu. A to i přesto, že se jedná o makroskopický zooplankton ze staršího paleozoika, doprovázený různými mikrofosiliemi, z nichž mnohé jsou taktéž stratigraficky významné, např.: akritarcha, chitinozoa, radiolarie, konodonti, skolekodonti a planktoničtí artropodi (Maletz 2017).

Evoluční historie planktonických graptolitů byla poměrně dynamická. Velmi rychle se rozvíjeli, měnila se jejich morfologie a dlouhodobě se zvyšovala jejich diverzita. Během spodního ordoviku se evolučně změnily mnohovětevnaté formy graptolitů do mnoha forem dvouvětevných a čtyřvětevných forem dichograptidů. Během středního a svrchního ordoviku dochází k vývoji dvouřadých (biseriálních) graptolitů, kteří dominují do počátku siluru. Redukcí jedné řady ték se postupně vrátili k uniseriálním formám, k čemuž došlo po velkém vymírání na konci ordoviku, kdy planktoničtí graptoliti téměř vymřeli. Jednovětevní graptoliti však nejsou typičtí pouze pro poordovický vývoj, protože v ordoviku se objevili nezávisle např.: rody *Azyzograptus* (Beckly & Maletz 1991) nebo *Pseudazyzograptus* (Mu et al. 1960). Monograptidi se rychle rozvíjeli a vytvářeli množství často velmi složitých morfologických forem, např. spirálních. Některé druhy se dokonce sekundárně rozvětvují. Během ordoviku a siluru také došlo dvakrát ke stejné změně ve stavbě radosomu graptolitů, kdy nahradili stěny komůrek radosomu jemnou síťovinou (Maletz 2017).

Tento sled evolučních kroků byl periodicky přerušován snižováním počtu druhů v důsledku katastrofických změn prostředí. Populace, které přežily, hromadná vymírání, se však poměrně brzy vzpamatovaly a došlo k jejich opětovnému rozrůznění. Změny prostředí, které byly příčinou jejich vymírání a následných radiací, pravděpodobně souvisely s vývojem moří a oceánů a zásobováním kyslíku hlubokovodních prostředí. Zjistilo se, že se diverzita graptolitů a jejich množství rapidně snížilo při zvýšeném množství kyslíku ve vodě. Přímý dopad opačného efektu, tedy, že k rozvoji či zvýšení množství jedinců a diverzity graptolitů došlo při snížení množství kyslíku ve vodním prostředí, však zatím potvrzen nebyl. Je však vysoce pravděpodobné, že se planktoničtí graptoliti lépe přizpůsobili nízkému obsahu kyslíku ve vodním prostředí nebo byl pro ně tento stav dokonce výhodný. Úroveň okysličení oceánů a moří však souvisí s globálním klimatem, na který je vázána také celá řada dalších jevů. Graptoliti mohli být citliví tedy i na jiné podmínky prostředí, které mohli být spojeny s globálním klimatem a zatím nejsou známy (Maletz 2017).

Faktem však zůstává, že většina zachovaných zbytků graptolitů byla nalezena v černých břidlicích, vznikajících v anoxickém prostředí. Nejvýznamější snížení druhové diversity graptolitů souvisí tak patrně se změnou globálního klimatu a chemického charakteru oceánu (Maletz 2017).

Poslední rozmach v diverzitě planktonických graptolitů nastal ve spodním devonu a poté vymřeli. Naopak bentické dendroidní formy graptolitů vymřeli až v karbonu a velmi omezený počet zástupců křídložábřích přežil do recentu (Maletz 2017), viz obrázek 8.



Obrázek 8.: Evoluce větvení graptolitů během ordoviku až devonu dle Maletze (2017).

Graptoloidi

Jejich rhabdosomy jsou málovětévnaté a složené z jednoho typu ték, autoték. Ty se skládají ze dvou částí, z metatéky a protéky. Protéka je ekvivalentem stolatéky dendroidů a metatéka odpovídá autotéce dendroidů. Protéky jsou navzájem propojené a vede jimi kanálek. Jím prochází neskleritizovaný stolon. Z některých ték, tzv. dikaliálních, mohou vznikat dvě nové řady ték. Je to díky jednomu zooidovi, který pučí dvakrát současně. Graptoloidi jsou rozlišováni podle orientace ték k sikule na pendentní, horizontální, reklinátní či skandentní formy. Pendentní formy mají ústí ték orientovány směrem k sikule, u reklinátních forem naopak směřuje ústí většiny ték proti směru ústí téky sikuly. U skandentních forem došlo k přiblížení větví reklinátních forem natolik, že následně srostly jejich dorsálních stran. Rhabdosom pak ve výsledku vytváří dojem jediné větve se dvěma řadami ték. Proto se tyto formy nazývají biseriální. Při srůstu více větví vznikají triseriální a kvadriseriální formy graptoloidů (Bulman 1970).

Systematika graptoloidů vychází především z morfologie rhabdosomu, charakteru ték a jejich orientací vůči sikule. Do rodů a druhů jsou graptoliti většinou určováni na základě biometrických údajů, kdy se měří např.: šířka větví, počet ték na jednotku délky, vzdálenost mezi jednotlivými tékami apod. Podrobněji se systematickým zařazením do rodů a druhů pomocí biometricky zabývají Cooper a Fortey (1982).

Řád Graptoloidea přešel z původního bentického způsobu života svých předků na planktonní způsob. Evolučně tedy vycházejí graptoloidi z dendroidů jako jejich dceřiná vývojová linie (Maletz 2017). Oddělili se od nich v ordoviku přechodem k planktonnímu způsobu života. V jeho důsledku došlo následně ke ztrátě biték. Během ordoviku dochází postupně ke snižování počtu větví rhabdosomu až se v siluru prakticky ustálí na jediné. Např.: pro spodní ordovik jsou charakteristické vícevětévné formy graptoloidů, ve středním a svrchním ordoviku už však dochází k redukci větví rhabdosomu a převažují dvouvětévní a biseriální graptoloidi. V siluru vrcholí trend redukce větví rhabdosomu a do vymření ve spodním devonu už převažují zástupci jednovětévných forem graptoloidů, tzv. monograptidů (Bulman 1970).

Tento řád zahrnuje všechny planktonické formy graptolitů, kteří mají vyvinuto nema během celého života. Jsou tak zde zařazeny i planktonické druhy dendroidů s nematem

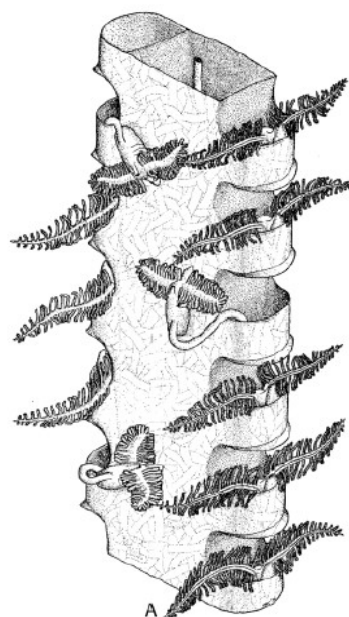
a vnitřní stavbou kolonie typickou pro dendroidy, např. rod *Rhabdinopora* (Bulman 1970; Maletz 2017).

Planktoničtí graptoliti jsou tedy ukázkou evoluce a jejich rychlé evoluční změny se dají často sledovat v malých mocnostech horninových sekvencí. Právě díky morfologickým změnám jejich radosomu můžeme sledovat jejich sukcesi, což nám poskytuje velmi dobré podklady pro biostratigrafii. Díky planktonickému způsobu života mohli být graptoliti nesení proudy moří a díky tomu jsou i dobrými indikátory paleogeografie. Životním prostředím planktonických graptolitů byly pravděpodobně v převážné míře hlubší části moří. V mělkých šelfových oblastech se nacházejí graptoliti málo diverzifikovaní, nebo zcela chybějí (Maletz 2017). Akumulace jejich kolonií tvoří tzv. černé (graptolitové) břidlice, vytvořené za anoxických podmínek. Díky tomu jsou důležitými biostratigrafickými ukazateli v horninovém vývoji na místech, kde se žádné jiné fosilie nevyskytují a význačnými indexovými fosiliemi používaných ve stratigrafii od začátku své existence po její konec.

Jejich nálezy jsou nejčastější v černých břidlicích, vznikajících v anoxickém prostředí. Díky podmínkám v tomto prostředí, kde chybějí rozkladači mrtvé organické hmoty, nedošlo k rozložení organických radosomů, klesajících na dno po zániku kolonie. Navíc se ukazuje, že zástupci graptoloidů měli pravděpodobně vázaný svůj životní cyklus na existenci prostředí s anoxickými podmínkami (Maletz 2017).

Obrázek 9:

Ukázka zooidů, nadnášejících část biseriálního tubária graptolita, dle Crowthera & Rickardse (1977).



Dendroidní graptoliti

Zástupci toho řádu měli mnohovětevný rabdosom, jehož tvar mohl být keřovitý, nálevkovitý či vějířovitý (Maletz 2017). Větve jsou často zesilovány dočasným splynutím některých sousedních větví (anastomózami) nebo příčkami kortikálního původu, tzv. dissepimenty. Vznikají tak fenestruly, což jsou otvory mezi větvemi a jejich spoji. U dendroidů rozlišujeme tři typy ték, vytvořené zooidy po roztržení stolonu, tj. ze stolonu ve stolotéce vznikají pučením další triáda. Autotéku vytváří jedinec z centrálního segmentu roztrženého stolonu a je obývána zooidem. Bitéka je rozměrově menší než autotéka a vznikla z vnitřní strany větve. Předpokládá se, že větší autotéky byly obydleny samičími zooidy a menší bitéky samčími zooidy (Bulman 1970).

Stolon nacházející se ve stolotékách je obalený peridermem. Dochází k jeho sklerotizaci, což zvyšuje jeho ochranu před nepříznivými vlivy prostředí (Bulman 1970; Maletz 2017).

Řád Dendroidea zahrnuje v současné době pouze sesilně bentické formy. Pomocí modifikovaného konce sikuly nebo terčem či kořenovitými výrůstky se přichycují k podkladu mořského dna. Dříve se mezi dendroidy řadily i vícevětévné formy graptolitů, žijící planktonickým způsobem života. Na konci nematu měly vytvořené plovací měchýřek, umožňující vznášení ve vodním sloupci (Bulman 1970).

Dle Bulmana (1970) je prokázána jejich existence od středního kambria až do spodního karbonu a svým stratigrafickým rozsahem odpovídají délce existence celé třídy Graptolithina. Nicméně, dle výše diskutovaných posledních výzkumů (Mitchell et al. 2013), přežívá tato skupina až do recentu.

Mezi hojně rozšířené zástupce dendroidních graptolitů patří např. rod *Dendrograptus* HALL, vyskytující se od středního kambria do karbonu. Systematika dendroidů je založena na umělé klasifikaci, jejichž základem jsou znaky podmíněné ekologií životního prostředí.

5. Graptoliti ordoviku pražské pánve

Ke stanovení graptolitových biozón je v dané jednotce potřeba nalézt taxony odpovídající požadavkům na vůdčí fosílie. Mezi parametry patří i dostatečná hojnost. Graptoliti spodního a středního ordoviku pražské pánve se běžně nalézají v břidličných faciích klabavského, šareckého a dobrotivského souvrství. Proto se dají biozóny použitelné pro mezinárodní korelaci na základě graptolitového obsahu stanovit oproti většině ostatních jednotek právě v těchto souvrstvích. Určitou výjimkou je svrchnoordovické královské souvrství (katian až nejspodnější hirnantian), jehož graptolitovou biostratigrafií se zabývá práce Krafta et al. (2015). Protože je předkládaná práce zaměřena na šarecké souvrství středního ordoviku, bude v této kapitole podrobněji rozebrán vývoj biostratigrafie a současný stav v kontextu intervalu spodního a středního ordoviku pražské pánve.

Biostratigrafické výzkumy ve spodním a středním ordoviku pražské pánve probíhají už více než 80 let. Za tuto dobu se graptolitová stratigrafie několikrát významně změnila. Kraft a Kraft (1999) uvádějí, že v posledních dekáдах bylo shromážděno značné množství nových dat, které vedly k významným zpřesněním biostratigrafie spodního a středního ordoviku pražské pánve. První biozóny na základě obsažených graptolitů stanovil Bouček (1926) v šareckém souvrství a posléze i v klabavském a dobrotivském souvrství (Bouček 1944). Následující výzkumy pak původní biostratigrafické schéma uvedených souvrství potvrdily, doplnily a případně opravily. Mezi těmi, kteří pomohli revidovat výsledky publikované v letech 1926 a 1944, patřil Bouček sám (1956; 1973), Havlíček a Vaněk (1966), Kraft, J. (1974; 1977) a další (obrázek 10).

Klabavské souvrství je v současnosti rozděleno na základě graptolitového obsahu do 4 následujících biozón: *Clonograptus* (C.) sp. , *Corymbograptus v-similis*, *Holograptus tardibrachiatus*, *Azygograptus ellesi-Tetragraptus reclinatus abbreviatus*. Zóna *Clonograptus* (C.) sp. byla poprvé určena Kraftem a Merglem (1979) na základě graptolitové asociace s převahou rodu *Clonograptus*. Nachází se na lokalitě Sedlec-rokle a dle Krafta, J. a Krafta, P. (1999) reprezentuje nejstarší zónu graptolitů nejen v klabavském souvrství, ale i v celém ordoviku Čech. Zóna *Corymbograptus v-similis* byla poprvé stanovena Havlíčkem a Vaňkem (1966) pod označením *Didymograptus volucer volucer*. Bouček v rámci revize (1973) zjistil její podobnost s graptolitovými společenstvy zón *Holograptus expansus* a *Schizograptus tardibrachiatus* a přeřadil ji jako součást zóny *Schizograptus tardibrachiatus*. Bouček (1973) vycházel v té době pouze ze 3 nalezených

druhů graptolitů, náležející této zóně. Kraft, J. a Kraft, P. (1992) vycházeli z vyššího množství druhů, objevených na nových lokalitách dané zóny a následnou revizí stanovili zónu na stratigrafickém rozsahu druhu *Corymbograptus v-similis* Bouček. Zónu *Holograptus tardibrachiatus* poprvé pojmenoval Bouček (1944) pod názvem *Schizograptus tardifurcatus*. Ve své revizi Bouček (1973) pak zónu opravuje na zónu synonymického druhu *Holograptus expansus*. Nicméně, Kraft, P. (1987) následně obnovuje zónu přejmenovanou na *Holograptus tardibrachiatus* (Bouček) na základě revize jedinců vícevětevných dichograptidů.

Zóna *Azygograptus ellesi-Tetragraptus reclinatus abbreviatus* je charakterizovaná prvním výskytem druhu *Azygograptus ellesi* a posledním výskytem taxonu *Tetragraptus reclinatus abbreviatus*. Zónu stanovil Bouček (1944) na základě výskytu graptolita, určeného jako *Tetragraptus bigsbyi*. Později Bouček (1956) rozdělil svrchní část klabavské souvrství na dvě biostratigrafické jednotky označené jako *Tetragraptus reclinatus abbreviatus* a *Tetragraptus bigsbyi*. Následně Havlíček a Vaněk (1966) po další revizi uznali pouze zónu *Tetragraptus reclinatus abbreviatus*. Kraft, P. (1988) rozdělil dle nových nálezů tuto zónu do 3 subzón a to *Azygograptus suecicus-Acrograptus crassus*, *Tetragraptus reclinatus abbreviatus-Azygograptus suecicus* a *Tetragraptus reclinatus abbreviatus-Acrograptus cf. infrequens*.

Šárecké souvrství se dělí do dvou zón, na spodní zónu *Corymbograptus retroflexus* a svrchní zónu *Didymograptus clavulus*. Zóna *Corymbograptus retroflexus* byla poprvé stanovena Boučkem (1926) jako horizont *Didymograptus v-fractus volucer*. Bouček (1944) následně stanovil horizont s výskytem druhu *Didymograptus lonchotheca*, ležící pod zónou *D. v-fractus volucer*. Havlíček a Vaněk (1966) považovali spodní horizont s *Didymograptus lonchotheca* jako součást zóny s *Didymograptus* (= *Corymbograptus*) *retroflexus*. Později byla zóna Boučkem (1973) rozdělena do dvou subzón, které byly charakterizovány výskyty poddruhů *Corymbograptus retroflexus maximus* a *Corymbograptus retroflexus retroflexus* a stanovil další 2 spodní horizonty, charakterizované výskyty druhů *Expansograptus ferrugines* a *Pseudoclimacograptus paradoxus*. Na základě revize graptolitů a nových výzkumů z odlišných stratigrafických úrovní Kraft (1974) a Kraft, J. a Kraft, P. (1995) potvrdili ve spodních partiích šáreckého souvrství pouze jedinou zónu *Corymbograptus retroflexus*.

Zóna *Didymograptus clavulus* byla stanovena Boučkem (1926). Dochází v ní výraznému snížení diverzity graptolitů.

Nejmladší dobrotivské souvrství se dělí na dvě zóny, a to na zónu *Hustedograptus teretiusculus* a zónu *Cryptograptus* aff. *tricornis*. Zóna *Hustedograptus teretiusculus* byla poprvé stanovena Boučkem (1944) pod označením *Glyptograptus teretiusculus*. Havlíček a Vaněk (1966) žádné další jednotky nebo zóny nerozlišili. Bouček (1973) stanovil v dobrotivském souvrství dvě graptolitové zóny na základě stratigrafického rozpětí druhů *Glyptograptus teretiusculus*, jež je hojný ve spodních čátech souvrství a *Cryptograptus* aff. *tricornis*, hojně nalézáný ve svrchních čátech souvrství. Zóna *Cryptograptus* aff. *tricornis* byla poprvé stanovena Boučkem (1973).

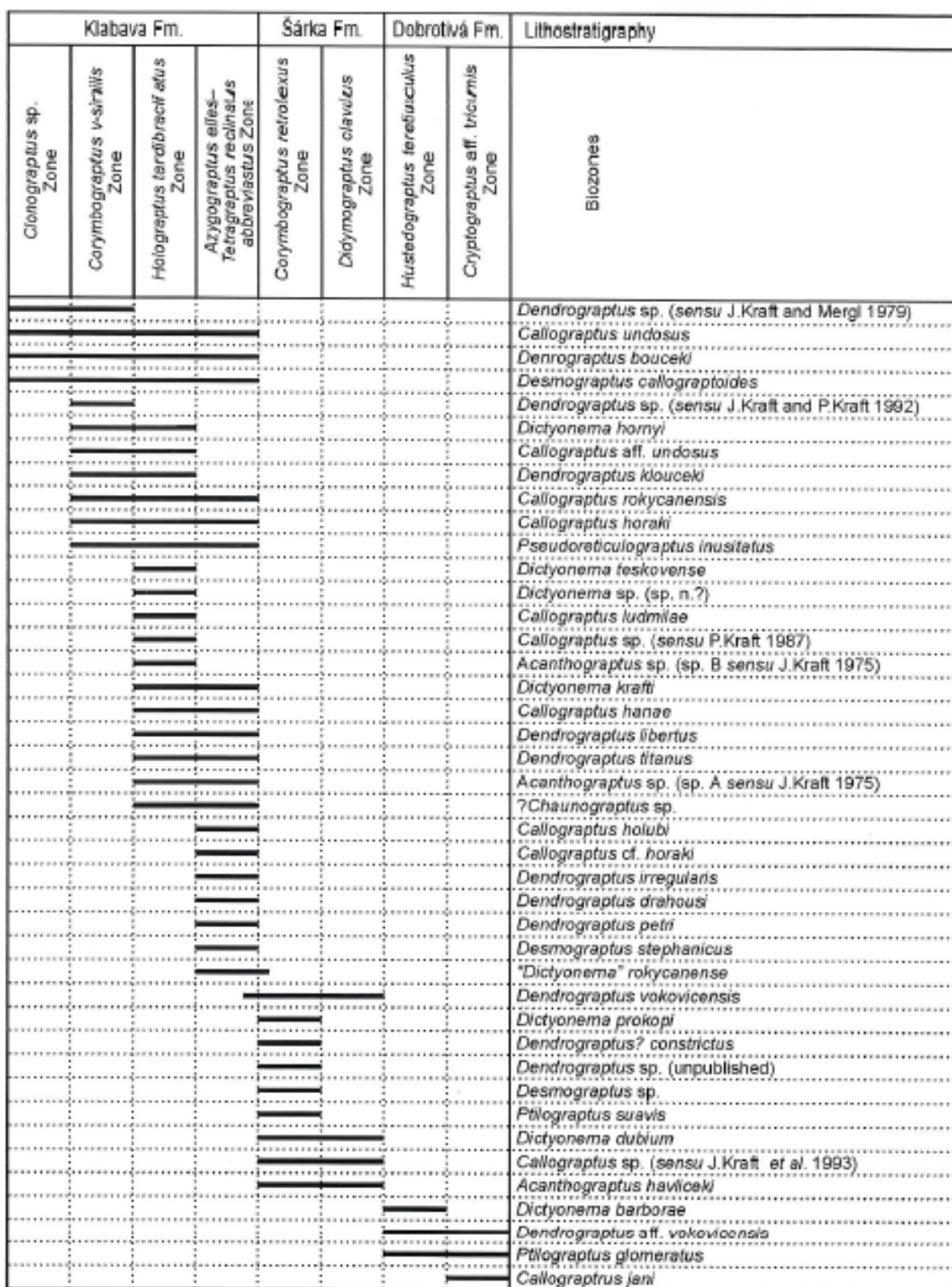
Druhové složení jednotlivých biozón klabavského, šáreckého a dobrotivského souvrství a jejich stratigrafické rozsahy jsou ilustrovány obrázky 11 a i b (Kraft & Kraft 1999).

Bouček 1926	Bouček 1932	Bouček 1944	Příbyl 1949	Bouček 1956
not commented	not commented	Horizon with <i>Glyptograptus teretiusculus</i>	<i>Glyptograptus teretiusculus</i> Zone	not commented
Zone with <i>Didymograptus munchisoni</i> var. <i>clavulus</i>	Zone with <i>Didymograptus clavulus</i>	Horizon with <i>Didymograptus clavulus</i>	<i>Didymograptus clavulus</i> Zone	
Zone with <i>Didymograptus munchisoni</i> var. <i>geminus</i>	Horizon with <i>Didymograptus munchisoni</i> <i>geminus</i>	Horizon with <i>Didymograptus geminus</i>	<i>Didymograptus geminus</i> Zone	
Zone with <i>Didymograptus v-fractus</i> var. <i>volucer</i>	Zone with <i>Didymograptus v-fractus</i> <i>volucer</i>	Horizon with <i>Didymograptus v-fractus</i> <i>volucer</i>	<i>Didymograptus v-fractus</i> <i>volucer</i> Zone	
		Horizon with <i>Didymograptus lonchotheca</i>	<i>Didymograptus lonchotheca</i> Zone	not commented
not commented	not commented	Horizon with <i>Tetragraptus bigsbyi</i>	Horizon with <i>Tetragraptus bigsbyi</i>	<i>Tetragraptus bigsbyi</i> Zone
		Horizon with <i>Schizograptus tardifurcatus</i>	<i>Schizograptus tardifurcatus</i> Zone	<i>Tetragraptus reclinator</i> <i>abbreviatus</i> Zone
		Horizon with <i>Holograptus expansus</i>	<i>Holograptus expansus</i> Zone	<i>Schizograptus tardifurcatus</i> Zone
				not commented

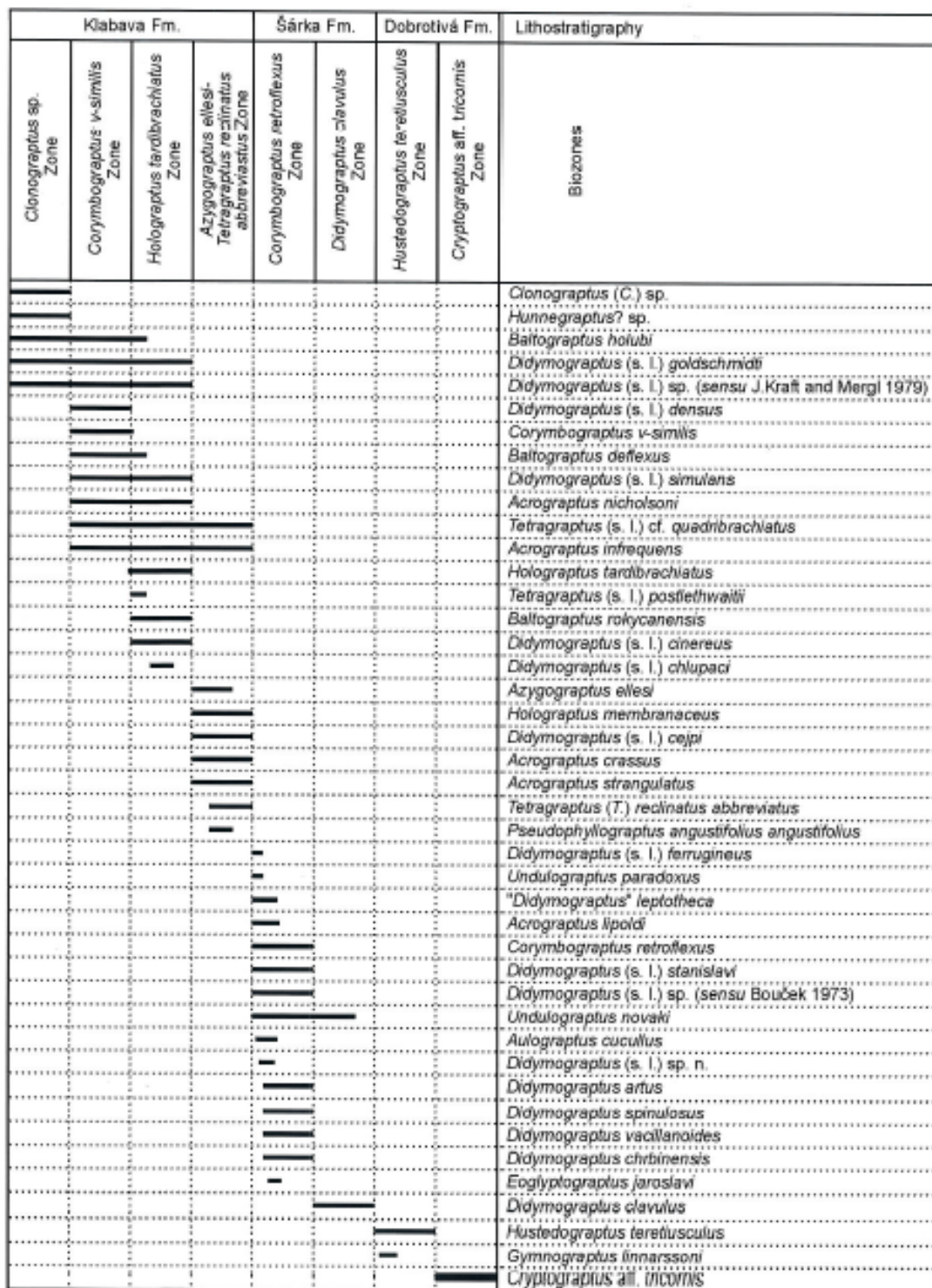
Obrázek 10.: Seznam biozón v šáreckém souvrství a jejich revizí od roku od Boučka (1926) po Krafta a Krafta (1995) (pokračování pod popisem)

P. Kraft 1987	J. Kraft and P. Kraft 1990	J. Kraft and P. Kraft 1992	J. Kraft and P. Kraft 1995
not commented	not commented	not commented	not commented
			<i>"Glyptograptus" teretiusculus</i> Zone
			<i>Didymograptus clavulus</i> Zone
			<i>Didymograptus spinulosus</i> Zone
not commented	<i>Tetragraptus reclinator abbreviatus</i> Biozone	<i>Tetragraptus reclinator</i> Biozone	<i>Corymbograptus retroflexus</i> Zone
			<i>Tetragraptus reclinator abbreviatus</i> - <i>Acrograptus cf. infrequens</i> Subzone
			<i>Tetragraptus reclinator abbreviatus</i> - <i>Azygograptus suecicus</i> Subzone
<i>Holograptus tardibrachiatus</i> Zone	<i>Holograptus tardibrachiatus</i> Biozone	<i>Holograptus tardibrachiatus</i> Biozone	<i>Azygograptus suecicus</i> - <i>Acrograptus crassus</i> Subzone
not commented	<i>Corymbograptus v-similis</i> Biozone	<i>Corymbograptus v-similis</i> Biozone	<i>Holograptus tardibrachiatus</i> Zone
	Horizon with <i>Clonograptus</i>	Horizon with <i>Clonograptus</i> (C.) sp.	<i>Corymbograptus v-similis</i> Zone
			Horizon with <i>Clonograptus</i>

Obrázek 11 (a): Druhy dendroidních graptolitů nalezené v klabavském, šareckém a dobrotivském souvrství a jejich stratigrafické rozsahy.



Obrázek 11 (b): Druhy graptolidů nalezené v klabavském, šareckém a dobrotivském souvrství a jejich stratigrafické rozsahy.



6. Graptoliti šáreckého souvrství

Historie výzkumu

V Čechách se dle Boučka (1973) zbytky ordovických graptolitů nacházejí spíše sporadicky. Většinou jsou špatně zachované a druhová skladba je chudá. Výjimkou jsou břidlice klabavského a šáreckého souvrství, kde se lokálně tvoří navzájem podobné facie graptolitových břidlic. I zde není zachování většinou příliš příznivé, ale v šáreckém souvrství je výrazně lepší díky charakteru jílovitých břidlicí a díky konkrécím (Bouček 1973). Rozsáhlý graptolitový materiál, pocházejícího z klabavského a šáreckého souvrství, byl nashromážděn před II. světovou válkou. Většina těchto nálezů je uložena v Národním muzeu. Další bohatý materiál byl nalezen během druhé světové války a v 50. letech minulého století během průzkumů na sedimentární železné rudy (Bouček 1973).

Silurští graptoliti z oblasti pražské pánve a oblasti Čech byli známí dlouhou dobu a Barrande je popsal ve svém díle v polovině 19. století (Barrande, 1850). Se znalostmi graptolitů z období ordoviku byla však situace dlouho opačná. V Barrandových poznámkách o ordovických graptolitech se objevily druhy *Graptolites avus* a *Graptolites suessi*. Z jeho údajů pak čerpali do svých děl Lipold (1863), Krejčí (1877) či Feistmantel (1878). Nikdo z nich však již dva zmíněné druhy detailně nestudoval (Bouček 1973).

První výzkum, jež byl více zaměřený na graptolity ze spodní části ordoviku v oblasti Čech, provedl Suess (1851). Ze šáreckého souvrství popsal druh graptolita *Graptolithus ferrugineus*. Tím položil základ k dalším výzkumům, které vedly až k vydání prvních souborných zpracování o graptolitech českého ordoviku Počtou (1894) a Pernerem (1895).

Perner (1895) poprvé publikoval výsledky své detailní studie ordovických graptolitů z území Čech a popsal celkově 31 taxonů. Jen ze současného klabavského a šáreckého souvrství popsal 18 druhů a poddruhů, z nichž 15 přiřadil rodu *Didymograptus*. Zbývající 3 druhy přiřadil rodům *Dichograptus*, *Climacograptus* a *Tetragraptus*. Pernerova publikace přirozeně nesla charakteristické rysy paleontologických studií 19. století. Pernerovy popisy graptolitů a následné výsledky postrádaly přesnost, na čemž nesl vliv i špatný stav zachování materiálu, který měl Perner k dispozici. Většinou se jednalo o tlakem zploštělé rabdosomy (Bouček 1973). Perner (1895) ale jako první nakreslil obrysy jednotlivých druhů graptolitů ze vzorků, které měl k dispozici a doplnil

je ilustrativními popisy. Bouček (1973) poukazuje na nedokonalosti těchto popisů a dodává, že v některých případech ani není možné nalézt oprávněné důvody pro stanovení nového druhu. Některé další druhy pak Perner (1895) dle Boučka (1973) zbytečně dělil dále. Navíc byly údaje o množství druhů založené na poměrně chudém materiálu, obsahující prakticky výhradně tlakem zdeformované (stlačené) fragmenty. Krátce po vydání Pernerovi (1895) monografie nastala poměrně dlouhé přerušení ve studiu graptolitů, které korespondovalo s obdobím přechodné stagnace československé paleontologie. Záznamy o graptolitech v literatuře té doby jsou sporadické a graptoliti samotní jsou často popisováni jen jako součást fauny, jejichž seznamy byly uváděny u stratigrafických jednotek nebo u jednotlivých lokalit. Takové to údaje lze nalézt v dílech Holuba (1908, 1911), Želízka (1913, 1921) nebo Kloučka (1919, 1924).

K oživení studia graptolitů došlo až ve dvacátých letech minulého století. Jejich výsledkem byla řada nových údajů o graptolitech. Zakladatelem moderního výzkumu graptolitů ordoviku Čech se stal B. Bouček. Během let 1926–1957 publikoval několik prací o ordovických graptolitech, které shrnul a uzavřel svou monografií (1973) o graptoloidech českého spodního ordoviku. Ve svých dílech vycházel z materiálů, které získal z oblasti Prahy-Vokovic, Mníšku, Krušné hory a z okolí Rokycan. Ve své monografii Bouček (1973) také zpracoval materiál, který získal z vrstev z již výše zmíněných oblastí. Vrstvy byly realizovány v rámci vyhledávání ložisek železné rudy (Kraft 1997).

Bouček (1926) znovu popsal a vymezil výskyt druhu *Didymograptus species*. Bylo zjištěno, že tento druh patří mezi nejrozšířenější a biostratigraficky nejvíce důležité graptolity spodního ordoviku Čech (Prantl 1940; Bouček 1943 a 1944). Bouček (1932) provedl předběžnou revizi graptolitů rodu *Didymograptus*, jejíž výsledkem bylo zneplatnění několika Pernerových (1895) druhů graptolitů. Bouček (1932) rovněž vymezil 3 nové druhy. Ve své pozdější publikaci (1944b) upozornil na novou graptolitovou faunu, která se nacházela v nejspodnější části šáreckého souvrství. Nacházely se zde jemnozrné břidlice, v nichž se nalézali v reliéfu zachovaní graptoliti. Bouček (1944b) z nich popsal nový druh graptolita *Climacograptus paradoxus*.

Poznatky o historii výzkumu a biostratigrafickém členění šáreckého souvrství na základě společenstev graptolitů shrnuli později také Havlíček a Vaněk (1966). Stanovili dvě biozóny v šáreckém souvrství a to spodní biozónu *Didymograptus reroflexus* a svrchní biozónu *Didymograptus clavulus*. Havlíček a Vaněk (1966) při stanovení biozóny

Didymograptus retroflexus upozorňují na fakt, že druh *D. retroflexus* je konspecifický s druhem *Didymograptus v-fracturus volucer*.

Havlíček a Vaněk (1966) uvádějí, že jsou graptoliti často nalézáni v asociacích s jinými organismy v křemičitých konkrecích, například v Šáreckém údolí a v okolí Rokycan. Graptoliti byli objeveni také v dolech na železnou rudu v Mníšku, v Chrbíně, v Krušné hoře a v Kyšicích, kde tvoří husté akumulace v břidličných vložkách mezi polohami rudy. Graptoliti z těchto břidlic jsou významní, protože se vyskytují buď bez asociované fauny nebo v asociaci s malými linguliformními brachiopody nebo jinými stratigraficky nedůležitými organickými zbytky. Podobné podmínky lze pozorovat i v území mezi Ejpovicemi a Klabavou, kde převažují černošedé břidlice šáreckého souvrství, kde kromě graptolitů (zvláště rodu *Didymograptus*) jsou organické zbytky vzácné. Benthická fauna prakticky chybí. Z paleogeografického hlediska sedimentovaly břidlice pravděpodobně v zálivu, do kterého byla planktonická fauna transportována proudy. Podobný charakter v této oblasti má i klabavské souvrství, takže mořský záliv tu existoval pravděpodobně již od arenigu. Během Ilanviru (dnes oretanu) se mění graptolitový obsah břidlic a svrchní polohy se výrazně liší od spodních partií souvrství (Havlíček a Vaněk 1966).

Havlíček a Vaněk (1966) uvádějí, že se stanovení graptolitových zón Ilanviru z Čech potýká s významným problémem vyplývajícím z faktu, že na každé lokalitě je poněkud odlišné graptolitové společenstvo, což znesnadňuje použití obecného stratigrafického schématu a vzájemnou korelaci lokalit různých oblastí.

Na lokalitě Vokovice-cihelna patří nižší partie šáreckého souvrství zóně *Didymograptus v-fractus volucer* (Bouček 1927; 1944). Vyskytují se zde hojně i trilobiti a další skupiny organismů. Z graptolitů zde byli dále nalezeni podle uvedených publikací *Didymograptus bifidus*, *D. denticulatus*, *D. indentus*, *D. artus* a další. Vyšší zóna profilu na lokalitě Vokovice-cihelna náleží graptolitovi *Didymograptus geminus*. V nejvyšší části jsou partie břidlic šáreckého souvrství zastoupeny zónou *Didymograptus clavulus*. Tento druh se opět vyskytuje v asociaci s hojnými trilobity a dalšími fosiliemi. Odlišná graptolitová asociace byla nalezena v dolech na železnou rudu na Krušné hoře. V břidličných partiích rudní polohy tzv. „malého ložiska“ byla nalezena zajímavá graptolitová fauna, která je nepochybně starší než zóna *Didymograptus clavulus* a byla detailně zpracována Boučkem (1944). Druhy *Expansograptus lonchotheca*, *E. leptotheca*, *Didymograptus climacograptoides*, *Climacograptus paradoxus* dosud nebyly nalezeny na žádné další

lokalitě (Havlíček a Vaněk 1966). Tato graptolitová asociace byla základem pro stanovení zóny *Expansograptus lonchotheca* Boučkem (1944) a Příbylem (1949)., Zároveň ji oba považují za starší než je zóna *Didymograptus v-fractuse volucer*. Tmavé graptolitové břidlice šáreckého souvrství byly vyvrtné prostřednictvím husté sítě vrtů mezi Ejpovicemi a Klabavou. V severní části tohoto území tvoří graptolitové břidlice vložky v oolitických železitých rudách. Směrem k jihu, tj. blíže k ose sedimentační pánve, přecházejí facie ferolitů šáreckého souvrství laterálně do břidličné facie, kterou prakticky v celé své mocnosti tvoří graptolitové břidlice bez bentické fauny. Z této facie byly uvedeny následující druhy graptolitů: *Corymbograptus retroflexus*, *Didymograptus bifidus*, *D. perneri*, *D. murchisoni*, *D. denticulatus*, *D. halli*, *D. clavulus*, *Pseudoclimacograptus scharenbergi* a další. Graptolitové břidlice z území Ejpovic lze rozdělit s jistotou do dvou zón na základě velmi běžných a zcela odlišných druhů: níže je zóna *Corymbograptus retroflexus* a výše je *D. clavulus*. Ke stanovení této sukcese došlo díky vrtu s označením jako E-40, kde bylo mimo jiné zjištěno, že se stratigrafické rozsahy obou indexových druhů poněkud překrývají: nejmladší zástupce druhu *D. retroflexus* byl zjištěn v hloubce 232 metrů, zatímco výskyt druhu *Didymograptus clavulus* začínal v hloubce 238,4 metru. Nicméně Havlíček a Vaněk (1966) připouštějí, že tento výskyt mohl být ovlivněn tektonikou.

Bouček (1927) se jako první pokusil zpřesnit stratigrafické členění šáreckého souvrství s využitím komplexních poznatků z profilu na lokalitě Vokovice - cihelna. Zjistil však, že dvě trilobitové asocia, které zde lze vyčlenit mají pouze lokální charakter a proto je dle jeho názoru podstatnější členit šárecké souvrství na základě graptolitů.

Bouček (1927, 1944), Příbyl (1949) a Havlíček s Vaňkem (1966) navrhli členit šárecké souvrství na graptolitové zóny, které jsou ukázány v obrázku č. 12. Pohledy na jejich dělení se postupně lišily společně se stavem jejich poznání.

Obrázek 12: Změny v graptolitové stratigrafii šáreckého souvrství v průběhu 20. století.

Bouček, 1927	Bouček, 1944 a Příbyl, 1949	Havlíček & Vaněk, 1966
3. zóna <i>Didymograptus clavulus</i>	3. zóna <i>Didymograptus clavulus</i>	2. zóna <i>Didymograptus clavulus</i>
2. zóna <i>Didymograptus geminus</i>	2. zóna <i>Didymograptus v-fractus volucer</i>	
1. zóna <i>Didymograptus v-fractus volucer</i>	1. zóna <i>Didymograptus lonchotheca</i>	1. zóna <i>Didymograptus retroflexus</i>

Zajímavé graptolitové shromáždění z dolu na železnou rudu v Krušné hoře určil Bouček (1927) jako zónu *Didymograptus lonchotheca*, jež není známá z žádného jiného místa. Může lokálně reprezentovat spodní část zóny s *Didymograptus retroflexus*. Přidělení šáreckého souvrství stupni llanvirn bylo stanoveno s jistotou na základě graptolitů (Havlíček & Vaněk, 1966). *Didymograptus bifidus*, po kterém je zóna spodního llanvirnu ve Velké Británii jmenována (jako zónu 6 ji označil Elles a E.M.R Wood 1918), se vyskytuje hojně ve spodní části šáreckého souvrství v zóně s *Didymograptus retroflexus*. Vyšší hranice llanvirnu je definována v Čechách stejně dobře jako ve švédském území výskytem druhu *Didymograptus clavulus*. *Didymograptus munchisoni*, po kterém je zóna svrchního llanvirnu ve Velké Británii pojmenována (zóna 7 stupnicí L.G. Ellesem a E. Woodem 1918), se také vyskytuje hojně v Čechách, v zóně *Didymograptus clavulus*.

Obrhel (1959) popsal údajné pozůstatky vyšších rostlin *Boiophyton pragense* ze šáreckého souvrství. Tento taxon je ve skutečnosti dendroidní graptolit rodu *Acanthograptus* (Kenrick et al. 1999) J. Kraft navázal v 70. letech na výsledky výzkumů Boučka, které posléze i zrevidoval (Kraft 1997). Zpracoval další graptolitový materiál, pocházející z vrtů v oblasti Volduch a soustředil se na dendroidní graptolity, pocházející z klabavského souvrství, šáreckého souvrství a dalších.

Současný stav

Od 70. let do 90. let minulého století prošlo biostratigrafické členění šáreckého souvrství na základě poznatků o výskytu graptolitů dalším vývojem, ilustrovaným v následující obrázku 13:

Bouček 1973		Kraft, 1974b	Kraft a Kraft, 1992
3. zóna Didymograptus clavulus		2. zóna Didymograptus clavulus	3. zóna Didymograptus clavulus
2. zóna Didymograptus pseudogeminus		1. zóna Corymbograpus retroflexus	2. zóna Didymograptus spinulosus
1. zóna Corymbograptus retroflexus	subzóna C. r. retroflexus		1. zóna Corymbograptus retroflexus
	subzóna C. r. maximus		
Horizont s Pseudoclimacograptus paradoxus			
Horizont s Expansograptus ferrugineus			

Obrázek 13: Vývoj členění biozón v šáreckém souvrství od 70. do 90 let minulého století (převzato a upraveno z Krafta 1997).

Bouček (1973) ve své monografii shrnuje vývoj poznání graptolitů spodního ordoviku pražské pánve. V šáreckém souvrství rozeznává 3 biozóny: nejnižší *Corymbograptus retroflexus*, střední *Didymograptus pseudogeminus* a nejvyšší *Didymograptus clavulus*. Z vlastní kolekce graptolitů šáreckého souvrství určil přes 40 následujících druhů dendroidních a planktonických graptolitů:

Acrograptus lipoldi, *Pseudodidymograptus lipoldi*, *Didymograptus vaccilanoides*, *D. chrbinensis*, *D. halli*, *D. artus*, *D. spinulosus*, *D. incertus*, *D. pseudogeminus*, *D. eurythecatus*, *D. bifidus*, *D. clavulus*, *Expansograptus cf. extensus*, *Expansograptus nitidus stanislavi*, *Expansograptus nitidus undosus*, *Expansograptus hudlicensis*, *Corymbograptus retroflexus maximus*, *Expansograptus ferrugineus*, *Expansograptus retroflexus retroflexus*, *Expansograptus sp. aff. cucullus*, *Aulograptus feistmanteli*, *Paraulograptus expectatus*, *Nicholsonograptus?leptotheca*, *Climacograptus novaki*, *Corymbograptus retroflexus*,

Corymbograptus imminutus, *Corymbograptus* sp. aff. *retroflexus*, *Pseudoclimacograptus* (*Undulograptus*) *paradoxus*, *Pseudoclimatograptus* (*Undulograptus*) *jaroslavi*, *Pseudoclimacograptus* (P.) *klabavensis*, *Didymograptus* cf. *artus*, *Dictyonema* sp., *Didymograptus* sp., *Dendrograptus vokovicensis*, *Pseudoclimacograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Didymograptus* cf. *spinulosus*, *Corymbograptus* sp., *Nemagraptus* cf. *explanatus*, *Expansograptus* sp., *Corymbograptus uniformis*.

Jedinci, kteří jsou v Boučkově kolekci uvedeni jako *Didymograptus* sp., *Corymbograptus* sp., *Nemagraptus* sp. a *Expansograptus* sp. nezahrnul Bouček (1973) do své monografie. Tyto druhy pak nebyly v následné revizi Kraftem (1997) zahrnuty.

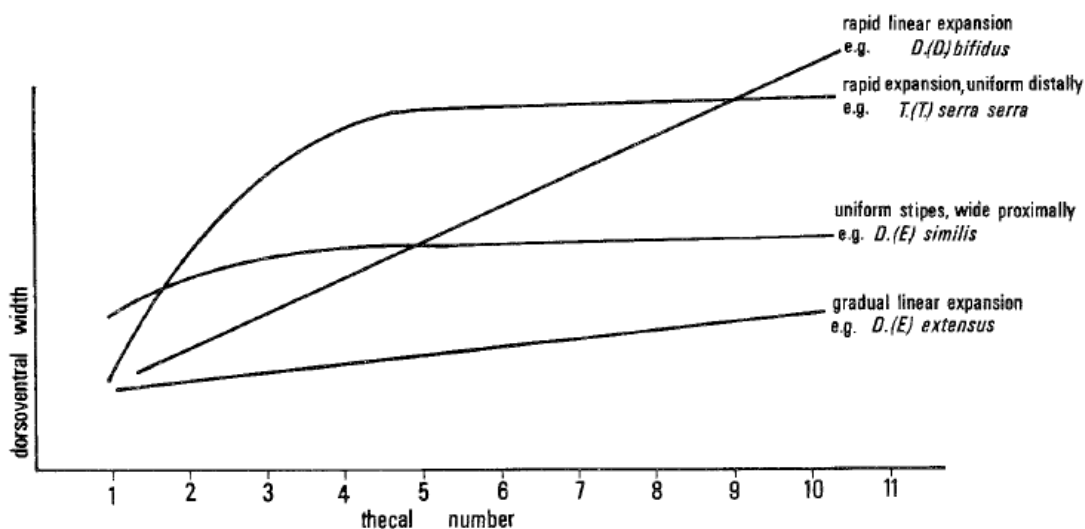
Po revizi Krafta (1997) došlo k výrazné změně počtu druhů šáreckého souvrství. Z původních určených 41 druhů Boučkem (1973) zůstalo po revizi Kraftem (1997) 21 následujících druhů: *Acrograptus lipoldi*, *Didymograptus vaccilanoides*, *D. halli*, *D. spinulosus*, *D. clavulus*, *D. artus*, *D. chrbinensis*, *Didymograptus* cf. *ferrugineus*, *D. stanislavi*, *D. ferrugineus*, *Corymbograptus retroflexus*, *Aulograptus cucullus*, *Dichograptus?* *lepthotheca*, *Undulograptus novaki*, *Undulograptus paradoxus*, *Euglyptograptus jaroslavi*, *Pseudoclimacograptus* (*Archiclimacograptus*) *klabavensis*, *Climacograptus* sp., *Dictyonema dubium*., *Dendrograptus vokovicensis* a *Ptilograptus suavis*.

Toto výrazné snížení bylo způsobeno určením synonymních druhů graptolitů, kteří byli kvůli často špatnému stavu zachování považováni za samostatné druhy. Například jedinci graptolitů určení jako druhy *Didymograptus artus*, *D. chrbinensis*, *D. incertus*, *D. pseudogeminus*, *D. eurythecatus*, *D. bifidus* se po revizi ukázali jako pouhé 2 druhy: *Didymograptus chrbinensis* a *Didymograptus spinulosus*. Nebo jedinci zařazení do druhů *Corymbograptus retroflexus maximus*, *Corymbograptus retroflexus retroflexus* a *Corymbograptus retroflexus* jsou ve skutečnosti jediným druhem *Corymbograptus retroflexus*.

Kraft (1997) ve své nepublikované monografii vycházel v klasifikaci graptolitů ze systematiky Bulmana (1970) a Coopera a Forteye (1982), z jejichž publikací vychází i Maletz (2017). Dle klasifikace Coopera a Forteye (1982) je rodové rozlišení graptolitů založeno na morfologických detailech v proximální části rabdosomu a druhové rozlišení graptolitů je založeno na biometrických měřeních. Musí se však např. brát do úvahu, že měřené hodnoty na tékách mohou být ovlivněné pozicí rabdosomu graptolita na vrstevní

ploše a jeho následným zploštěním vlivem kompakce sedimentů. Aby nebyly získány zkreslené hodnoty, musí být větve radosomu uloženy ideálně tak, aby rovina jejich bilaterální souměrnosti byla rovnoběžná s rovinou vrstevní plochy (Kraft 1997).

Hodnoty, zjištěné po měření ték graptolitů, byly následně vyneseny na expanzních křivkách, viz obr. 14. Při porovnání expanzních křivek jednotlivých druhů graptolitů určených Boučkem (1973) zjistil Kraft (1997), že se mnohé křivky překrývají. To vedlo k synonymizaci mnohých druhů.



Obrázek 14: Příklad expanzních křivek z naměřených hodnot ték různých druhů graptolitů (Podle Cooper a Fortey 1982).

Nejnovější nálezy graptolitů ze šareckého souvrství pocházely z lokalit Drahouš u Rokycan a Praha-Červený vrch. Obě lokality obsahují podobné společenstvo graptolitů, typické pro nejnížší partii zóny *Corymbograptus retroflexus*, ačkoliv se obě nacházejí na opačných stranách pánve. Lokalita Drahouš u Rokycan leží v jihozápadní části pražské pánve a lokalita Praha-Červený vrch se nachází v severovýchodní části. Přesto z celkových 17 druhů zaznamenaných graptolitů měly 11 druhů společných. 10 druhů graptolitů náleží k planktonickým formám a 7 k bentickým dendroidům. Planktonní druhy graptolitů lokality Červený vrch byly zastoupeny 1 planktonickým dendroidem a 9 graptoloidy, ze kterých bylo 7 společných pro obě lokality (Kraft a Kraft 2003). Druhy *Didymograptus ferrugineus*, *Undulograptus* sp. a možná i *Acrograptus lipoldi* patří mezi taxony, které jsou

známé pouze z jednotlivých lokalit, nepatřily mezi společné druhy. *Didymograptus ferrugineus* je extrémně vzácný druh, který se nalézal i na jiných lokalitách pražské pánve, např. v její centrální a západní části pánve. Druh *Undulograptus* sp. je znám pouze z lokality Praha-Červený vrch, kde dominuje graptolitové asociaci. Ze 7 bentických graptolitů byli 4 společní pro obě lokality a to *Acanthograptus* sp., *Ptilograptus suavis*, *Dendrograptus vokovicensis* a *Dictyonema dubium* (Kraft a Kraft 2003).

Dendroidních graptolitů bylo z lokalit šáreckého souvrství nejvíc nalezeno na lokalitě Praha-Červený vrch. Dominují zde *Acanthograptus* sp. a *Ptilograptus suavis*. Na všech lokalitách šáreckého souvrství v pražské pánvi se vyskytuje planktonní druh dendroidního graptolita *Dendrograptus* cf. *titanus*. Z graptoloidů jsou nejhojnější druhy rodu *Undulograptus*, které zahrnují přibližně 72 % z druhů graptolitů nalezených na lokalitě Praha-Červený vrch. Především se jedná o druhy *Undulograptus novaki* a *Undulograptus* sp.. Rozdíl v hojnosti mezi nimi je přibližně 3:2 (Kraft a Kraft 2003). *Aulograptus cucullus* je třetím nejhojnějším graptoloidem na lokalitě Praha-Červený vrch. Indexový druh biozóny *Corymbograptus retroflexus* je zde překvapivě poměrně vzácný; mezi všemi nalezenými druhy graptolitů na lokalitě Praha-Červený vrch zaujímal celkově 3,5 % z celkového počtu nalezených jedinců (Kraft a Kraft 2003).

Nalezené druhy z obou lokalit indikují pravděpodobně mělkovodní prostředí, kde měli dendroidní graptoliti možnost uchycení. Zřejmě se jednalo o prostředí s vysokou dynamikou prostředí. Usuzuje se na to díky výskytu druhů *Corymbograptus retroflexus* a *Didymograptus stanislavi*, jejichž velké rabdosomy indikují vyšší vodní energii (Kraft a Kraft 2003).

Lokality Praha-Červený vrch a Drahouš u Rokycan jsou environmentálně i stratigraficky blízké biofacie s ekvivalentní sukcesí druhů. Lokalita Praha-Červený vrch umožňuje vzájemně dobrou stratigrafickou korelaci spodních poloh zóny *Corymbograptus retroflexus* (Kraft a Kraft 2003).

Jako standard přechodu společenstev graptolitů mezi stupni arenig a oretan (dříve llanvirn) slouží lépe lokalita Drahouš u Rokycan. Poskytuje podklad pro spolehlivou korelaci horninových sekvencí spodní části šáreckého souvrství. A to i takových, které jsou porušené tektonickými zlomy, jako tomu bylo např. u lokality Praha-Červený vrch (Kraft a Kraft 2003).

7. Stratigrafie šáreckého souvrství

Stratigrafické jednotky v pražské pánvi

V ordoviku pražské pánve používáme buď mezinárodní nebo regionální stupňové dělení. Regionálně vyčleňujeme tremadok, arenig, oretan, dobrotiv, beroun, králodvor a kosov (Havlíček et al. 1992, Gutiérrez-Marco et al. 2017). Dříve používaná britská stupnice dělí ordovik na oddělení tremadok, arenig, llanvirn, caradoc a ashgill (Whittard 1960, Fortey et al. 2000). V pražské pánvi však stupně část llanvirnu (llandeilo), caradoc a ashgill nebylo možné spolehlivě korelovat. Z tohoto důvodu byly navrženy Havlíčkem a Markem (1973) dobrotiv, beroun, králodvor a kosov (Havlíček et al. 1992). Původně byly definovány stejně jako v britské škále jako oddělení. Většinou se s nimi ovšem pracovalo jako se stupni a takto byly v publikacích označovány.

Tremadok je v pražské pánvi zastoupen třenickým a mílinským souvrstvím. Arenig nacházíme v klabavském souvrství, llanvirn v šáreckém souvrství, dobrotiv v dobrotivském souvrství. Naopak stupeň beroun je obsažen v libeňském, letenském, vinickém, záhořanském a bohdaleckém souvrství. Stupně králodvor a kosov obsahují po jednom stejnojmenném souvrství (Havlíček et al. 1992).

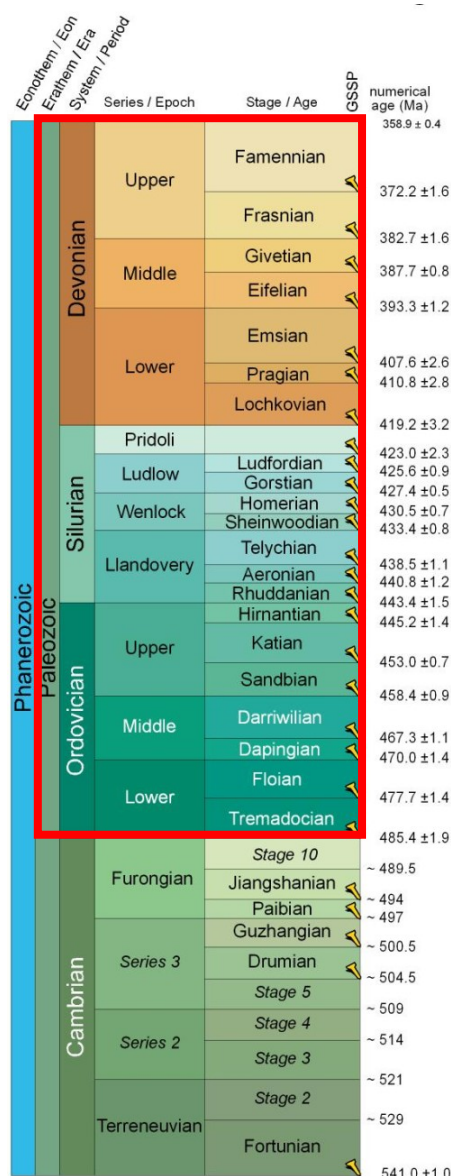
Silur pražské pánve dělíme na následující souvrství: želkovické a lithlavské, náležející oddělení llandovery. Nadložní motolské souvrství se nachází v hraničním intervalu oddělení llandovery-wenlock. Kopaninské souvrství je řazeno do oddělení ludlow a souvrství požárské (přídolské) je řazeno do nejvyššího ludlow až přídolí (Kříž et al. 1992). V současnosti je stratigrafickou komisí přídolí stanoveno jako samostatné oddělení siluru, které se dále nedělí na stupně (Gradstein et al. 2012).

Devon je v pražské pánvi zastoupen pouze spodním a středním devonem. Ve spodním devonu rozlišujeme stupně lochkov, prag, ems (regionálně dělené na zlíchov a dalej), kterým přiřazujeme lochkovské souvrství, pražské souvrství, zlíchovské souvrství a dalejsko-třebotovské souvrství. Ve středním devonu je rozlišené chotečské souvrství (stupeň eifel) a srbské souvrství (nejvyšší eifel-givet) (Chlupáč et al. 1992).

Hranice mezi silurem a devonem prochází mezi požárským (přídolským) a lochkovským souvrstvím. V této úrovni byla Mezinárodní stratigrafickou komisí v roce 1972 ratifikována hranice na prvním výskytu graptolita *Monograptus uniformis* a byl stanoven mezinárodní stratotyp v profilu na Klonku u Suchomast. Podpůrnými indikátory hranice

jsou např. první výskyt trilobita druhu *Warburgella rugulosa*, nebo výskyt chitinozoové zóny *Angochitina chlupaci* (Chlupáč *et al.* 1992). Ratifikace stratotypu na základě hlasování komise proběhla na mezinárodním geologickém kongresu v Montrealu (Mc Laren 1977).

V současnosti používaná mezinárodní stratigrafická stupnice (Gradstein *et al.* 2012) útvarů zastoupených v pražské pánvi je ukázána na obr. 15.



Obr. 15. Mezinárodní stratigrafická stupnice ordoviku až devonu (Gradstein *et al.* 2012).

Tato práce se dále zaměří na vybranou problematiku šárecké souvrství, náležející stupni oretan (Gutiérrez-Marco *et al.* 2017).

Současný stav stratigrafie šáreckého souvrství

V současnosti je šárecké souvrství přiřazeno stupni oretan (Gutiérrez-Marco et al. 2017). Jeho chronostratigrafické pozice prošla od druhé poloviny 19. století po 21. století výrazným vývojem a změnami, jak je ukázáno na obrázku 16.

Barrande (1852)		Lipold & Krejčí (1860) Krejčí (1860-1863, 1877)	Kettner (1916) Kettner & Kodým (1919, pars) Bouček (1928, pars) Šuf & Prantl (1946, pars) Kettner & Prantl (1948)		Bouček (1937, pars) Havlíček (1961) Havlíček & Vanek (1966)		Havlíček & Marek (1973) [Příbyl (1979)] Havlíček & Fatka (1992)	Fatka <i>et al.</i> (1995)	MODERN USAGE		
Silurian Stage D (Second fauna)	d5	Kosov Q	Zdice B	Kosov Q	d _{5c}	Kosov Fm.		Kosov Sr	Kosovian St	Hirnantian St (GS)	
		Kráľův Dvůr (Köningshofer) S		Kráľův Dvůr S	d _{5c1}	Kráľův Dvůr Fm.		Kráľův Dvůr (Kráľodvor) Sr	Kralodvorian St	Kralodvorian St	
	d4	?	Zahořany S	Nučice B	Bohdalec S	d _{4c2c}	Bohdalec Substage	Bohdalec Fm.	Beroun Sr	Berounian St	upper
		Zahořany S			Chlustina B	d _{4c2b}	Loděnice Substage	Zahořany Fm.			middle
	d3	Vinice S = Trubín S	Černín B	d _{4c2a}	Chrštenice Substage	Vinice Fm.	lower				
	d2	?	Letná B	d _{4c1b}		Letná Fm.	Libeň Fm. / Rěvni- ce Q	Berounian St			Berounian St
		Drabov Q	Drabov Q	d ₅	Libeň S	d _{4c1a}					
	d1	?	Rokycany S = Osek and Kváň S	Osek-Kváň B	Svatá Dobrotivá	d _{7c2b}	Dobrotivá S / Dobrotivá Fm.		Dobrotivá Sr	Dobrotivian St	Dobrotivian St
		Skalka Q			d _{7c2a}	Skalka Q					
		Šárka B			d _{7c1}	Šárka Fm.		Llanvirn Sr [Šárka St]	Llanvirnian St	Oretanian St	
		Komárov B	Komárov B	d ₈	Klabava Fm.		Arenig Sr [Klabava St]	Arenigian St	Arenigian St (As)		
		Krušná hora G	Krušná Hora B	Olešná B	d _{8a3}	Milina Fm.		Tremadoc Sr	Tremadoc St	Tremadocian S (GS)	
Milina B				d _{8a2}	Třenice Fm.						
		Třenice G	d _{8a1}								

Obrázek 16: Vývoj chronostratigrafického členění a návrh regionální škály pro oblast severní Gondwany v rozsahu evropských variscid (Gutiérrez-Marco et al. 2017). Pozice šáreckého souvrství je modře zvýrazněna.

Bouček (1926), Havlíček & Vaněk (1966), Havlíček & Marek (1973) a další používali v té době obvyklou obecnou stratigrafii. Nerozlišovali striktně mezi litostratigrafií, biostratigrafií a chronostratigrafií. Proto k přiřazování šáreckého souvrství ke stupňovému dělení nebo k oddělením využívali poznatků z litostratigrafie a biostratigrafie, které zkombinovali a následně použili pro stanovení hranic jednotlivých stratigrafických jednotek. Ty pak byly podkladem pro korelaci v mezinárodním měřítku. Takto určené hranice jednotek však byly často heterochronní, což nejen stěžovalo korelace ale i vedlo i k nejednoznačnému chápání jejich rozsahu. Dalším důvodem obtíží při korelacích byl endemismus stratigraficky indexových fosilií. I z tohoto důvodů byly v minulém století vytvořeny mnohé regionální stratigrafické stupnice, souběžně s britskou (Gutiérrez-Marco

et al. 2017). Zároveň byly při revizích klasického britského schématu dělení ordoviku, založeného na britských tradičních stratotypech, objeveny značné stratigrafické mezery nebo naopak překryvy široce používaných jednotek ve stratigrafii (Finney 2005).

Obrázek 17 ukazuje srovnání britsko-avalonské regionální stupnice se španělsko-českou regionální stupnicí a možné korelace mezi nimi (Gutiérrez-Marco et. al. 2016).

GLOBAL STAGE	STAGE SLICE	TS 2004	IBERO-BOHEMIAN REGIONAL SCALE	BRITISH-AVALONIAN REGIONAL SCALE			
HIRNANTIAN	Hi2	6c	HIRNANTIAN	ASHGILL	HIRNANTIAN		
	Hi1						
KATIAN	Ka4	6b 6a	KRALODVORIAN	ASHGILL CARADOC LLANV.	RAWTHEYAN		
	Ka3	5d			CAUTLEYAN PUSGILLIAN		
	Ka2		BEROUNIAN		STREFFORDIAN CHENEYAN		
	Ka1				5c	BURRELLIAN	
	SANDBIAN	Sa2	5b		DOBROTIVIAN	AURELUCIAN LLANDEILIAN?	
Sa1		5a					
DARRIWILIAN	Dw3	4c	ORETANIAN	LLANV.	ABEREIDDIAN		
	Dw2	4b					
	Dw1	4a					
	DAPINGIAN	Dp3				3b	ARENIGIAN
Dp2							
Dp1		3a					
FLOIAN	Fl3	2c	ARENIGIAN	ARENIG	WHITLANDIAN		
	Fl2	2b			MORIDUNIAN		
	Fl1	2a					
TREMADOCIAN	Tr3	1d 1c	TREMADOCIAN	TREMADOC	MIGNEINTIAN		
	Tr2	1b					
	Tr1	1a			TREMADOCIAN	TREMADOC	CRESSAGIAN

Obrázek 17: Srovnání možné korelace mezi britsko-avalonskou stupnicí a španělsko-českou stupnicí. Modře je zvýrazněný stupeň oretan, kterému je v současnosti přiřazeno šárecké souvrství (Gutiérrez-Marco et al. 2017).

V současné době je český ordovik dobře korelovatelný s oblastí pyrenejského (iberského) poloostrova. Proto vznikla společná ibersko-česká regionální škála, která umožňuje dobré porovnání s britsko-avalonskou chronostratigrafickou stupnicí. Mezi stratigraficky důležité organismy použité pro tyto korelace patří graptoliti, chitinozoa, trilobiti a brachiopodi.

Jejich významné druhy v rámci chronostratigrafie středního a svrchního ordoviku Čech a pohoří Iberian ve Španělsku shrnuje obrázek 18 (Gutiérrez-Marco et al. 2017).

CHRONOSTRATIGRAPHY		GRAPTOLITES		CHITINOZOANS		TRILOBITES		BRACHIOPODS	
GLOBAL	SOUTH GONDWANA								
UPPER ORDOVICIAN	HIRN.	HIRNANTIAN		pre-Ak. <i>ascensus</i> Met. <i>persculptus</i> N. <i>charis</i>	<i>Sp. oulebsiri</i> <i>T. elongata</i> ?	Mucronaspis Fauna (rare)	Hirnantia Fauna (rare)		
		KRALODVORIAN			<i>An. merga</i> <i>Arm. nigerica</i>	Hold. <i>insculpta</i> Cek. <i>perplexa</i> Vy. cf. <i>oblita</i>	<i>Lep. prantli</i>		
	KATIAN	BEROUNIAN	Upper	<i>Ar. vulgatus</i>	?, <i>Ac. barbata</i> ?, <i>T. fistulosa</i>	<i>Dean. malladai</i>	<i>A. meneghiniana</i> <i>Svob. havlicei</i>		
			Middle	?, <i>Ar. trubiniensis</i>	<i>B. robusta</i> ?, <i>Eu. tanvillensis</i>	<i>Cr. dujardini</i> - <i>Dean. seunesi</i>	<i>Svob. armoricana</i>		
			Lower		<i>L. dalbyensis</i> <i>L. deunffi</i>	<i>Cr. chauvelli</i>	<i>Ten. loii</i>		
	SANDBIAN	DOBROTIVIAN	Upper	<i>O. bekkeri</i>	<i>L. ponceti</i>	<i>Ma. bureau</i> <i>P. (C.) borni</i>	<i>FAD Jezercia</i> <i>Het. kerfornei</i>		
			Lower	"H. teretiusculus" - <i>Proclimacogr. sp. nov.</i> <i>G. linnarssoni</i>	<i>Lin. pissotensis</i>	<i>M. hupei</i> (FAD <i>P. borni</i>) <i>M. primitiva</i> <i>P. (C.) tournemini</i> <i>Z. toledana</i> - <i>E. macrophthalma</i>	<i>A. mariana</i> <i>Croz. musculosa</i> <i>Het. morgatensis</i>		
			Upper	<i>Ps. distichus</i> <i>D. murchisoni</i> Pterogr.	<i>La. clavata</i> <i>Cy. jenkinsi</i> <i>Arm. armoricana</i>	<i>E. destombesi</i> <i>nava</i>	<i>Ca. ribeiroi</i>		
	DARRIWILIAN	ORETANIAN	Lower	<i>D. spinulosus</i> - <i>D. artus</i>	<i>S. formosa</i> <i>Cy. calix</i> <i>Hy. protocalix</i>	<i>P. (P.) cambriensis</i>	<i>Siv. noctilio</i>		
				FAD <i>Co. retroflexus</i>					
		ARENIGIAN	Upper	<i>E. hirundo</i>	<i>De. bulla</i> <i>B. henry</i> <i>De. ornensis</i>				
DAPI									

Obrázek 18: Ukázka biozón s indexovými skupinami organismů, stanovených v intervalu středního a svrchního ordoviku a jejich vzájemná korelace v rámci španělsko-české škály. Modře je zvýrazněno pozice šáreckého souvrství (převzato z Gutiérrez-Marco et al. 2017, upraveno).

Šárecké souvrství se stanovenými zónami *Corymbograptus retroflexus* a *Didymograptus clavulus* je dnes dobře korelovatelné s ostatním i chronostratigrafickými jednotkami ordoviku a bylo přiřazené stupni oretan na ibersko-bohemianské chronostratigrafické škále.

8. Diskuze

Graptoliti patří mezi významné indexové fosilie staršího paleozoika, důležité pro stratigrafii a korelaci na mezinárodní úrovni. Využití graptolitů je však často limitováno zachováním, které může zásadně ovlivnit jejich určení. Zásadní pro jejich klasifikaci na druhové úrovni je totiž biometrika, tedy kvantitativní údaje o parametrech kolonie. Jejich hodnoty se významně mění vlivem kompakce, kdy dochází ke stlačení a zploštění původně prostorových prvků kolonie. Významným vlivem je i tektonické postižení hornin, které má vliv nejen na deformaci původních biometrických hodnot, ale může ovlivnit i celkový obraz morfologie radosomů. Špatné zachování a tím i nepřesné druhové určení graptolitů bylo důvodem stanovení značného množství druhů ze šareckého souvrství, které určil a popsal Bouček (1973). Metodiku určování graptolitů pomocí kombinací biometrických údajů, získaných z měření několika parametrů jejich ték a jejich orientace vůči osám větví, kterou použili Cooper a Fortey (1982), využil Kraft (1997) ve své nepublikované revizi a značně tak snížil počet druhů graptolitů, které se vyskytují v šareckém souvrství. Tím změnil i podklady pro dosud platné biozóny, z čehož vyplynula následná revize stratigrafického schématu šareckého souvrství.

Správné určení graptolitů, nově vytvořené biozóny a oddělené používání litostratigrafie, biostratigrafie a chronostratigrafie umožnili zpřesnění hranic biozón šareckého souvrství a tím i korelaci tohoto souvrství na mezinárodní úrovni chronostratigrafických, jednotek, např. ve španělsko-české chronostratigrafické škále.

Snížení druhového spektra graptolitů v šareckém souvrství vyústilo i ve snížení počtu graptolitových zón, což vedlo ke snadnější a především přesnější korelaci s jinými regionálními biostratigrafickými jednotkami. Nicméně, hranice biozón šareckého souvrství jsou nově stanovené pouze na dvou lokalitách: Červený vrch-Praha a Drahous u Rokycan. Pro potvrzení oprávněnosti této koncepce biozón v šareckém souvrství by byly nutné další podrobné výzkumy graptolitů na dalších lokalitách téhož souvrství. Taková naleziště však dosud nebyla nalezena.

Jistý potenciál má i současný sbírkový materiál. Především kolekce B. Boučka, kterou použil pro svou publikaci v roce 1973. Ne všechny jím studované druhy byly publikovány a tedy ani následně revidovány J. Kraftem (1997). Některé jedince nezahrnul Bouček

(1973) do své publikace z důvodu špatného zachování. Nicméně některé i dobře zachovalé nezahrnul kvůli nejistému systematickému určení.

Zajímavým příkladem nově studovaného materiálu z Boučkovy kolekce je *Pseudoclimacograptus* (*Archiclimacograptus*) *klabavensis*. Podle současných nálezů z lokality Drahouš u Rokycan se zdá, že diagnosticky důležitý znak tvaru středního septa může být tafonomicky ovlivněn do té míry, že byl Boučkovi (1973) podkladem pro potvrzení existence dvou zcela odlišných taxonů – *Pseudoclimacograptus* (*P.*) *klabavensis* a *Climacograptus novaki* (ústní sdělení P. Krafte).

9. Závěr

Pražská pánev, zahrnující kompletní marinní sekvenci ordoviku až středního devonu, je tektonicky založená lineární deprese, směru jihozápad–severovýchod, jejíž denudační relikt se táhne od Starého Plzeň k Úvalům u Prahy. Na tektonické procesy, které ovlivňovaly její morfologii, však existuje několik různých názorů. Z hlediska paleogeografie jejího původu panuje všeobecná shoda, že vznikla v nízkých šířkách na jižní části polokoule na okraji Gondwany v souvislosti s vývojem Rheického oceánu. O tom, zda byla součástí armorických terénů nebo byla součástí samostatného mikrokontinentu Peruniky, se vedou intenzivní diskuze.

Šárecké souvrství, bylo podrobně prozkoumáno v minulé století především při hledání železné rudy a výzkumům rokycanských kuliček. Na bázi je charakteristické klabavsko-oseckým rudním horizontem, který přechází většinou do sekvence šedých až černých břidlic. V těchto břidlicích se vyskytují horizonty křemitých nodulí, které bývají bohatě fosiliferní. Ty nesou asociace různých společenstev organismů. Ve fosilních asociacích převládají hlavně trilobiti, brachiopodi, hyoliti, mlži a další skupiny, které byly postupně revidovány a využívány pro různé stratigrafické, paleoekologické a paleogeografické studie. Nejdůležitější stratigrafickou skupinou šáreckého souvrství jsou graptoliti, na nichž jsou zde stanoveny biozóny.

V šáreckém souvrství se nacházejí zástupci dendroidních i planktonních forem graptolitů. Původní značné množství přesahující 40 druhů, bylo po revizích v 90. letech sníženo přibližně o polovinu. Této značné redukce bylo dosaženo díky nové klasifikační metodice, která se snaží o biologický přístup k systematice druhů, ovlivněné vnitrodruhovou variabilitou.

Graptolitová biostratigrafie, která je důležitá pro regionální i meziregionální korelace, prošla řadou revizí. Aktuálně je šárecké souvrství členěno na spodní biozónu *Corymbograptus retroflexus* a svrchní *Didymograptus clavulus*. Šárecké souvrství bylo v minulosti řazeno nejvyššímu arenigu a Ilanvirnu. Heterochronita hranic mezi jednotlivými regiony však vedla k nutnosti revize. Dnes se řadí stupni oretan v rámci mediteránní (španělsko-české) chronostratigrafické škály.

Zdroje:

- BARRANDE, J. 1852. Bemerkungen über die Abhandlung des Hrn. Ed. In Suess: In Ueber böhmische Graptolithen;(Naturwissenschaftliche Abhandlungen von Wilhelm Haidinger IV. Band, 4. Abth., S. 87). *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 3(2), 139-155.
- BECKLY, A. & MALETZ, J. 1991. The Ordovician graptolites *Azygograptus* and *Jishougraptus* in Scandinavia and Britain. *Palaeontology* 34, 887–925.
- BOUČEK, B. 1926. Příspěvek ku stratigrafii vrstev šareckých českého ordoviku. *Rozpravy druhé třídy České akademie věd a umění* 35(43), 1-11.
- BOUČEK, B. 1927. Příspěvek ku stratigrafii vrstev šareckých d₇₁ českého ordoviku. *Rozpravy druhé třídy Československé akademie věd Umění* 37(33), Praha.
- BOUČEK, B. 1932. Příspěvek k poznání českých Didymograptů. *Časopis Národního Musea*, 106, 119-133.
- BOUČEK, B. (1943). O stratigrafickém postavení ložiska u Mníšku. *Rozpravy druhé třídy České Akademie Věd Umění*, Praha.
- BOUČEK, B. (1944a). O novém druhu rodu Climacograptus Hall z českého ordoviku. *Rozpravy Čs. Akademie Věd* 54(4), 1-6.
- BOUČEK, B. (1944b). O nových nálezech graptolitů v českém ordoviku. *Věda přírodní* 22(8), 226-233.
- BOUČEK, B. 1947. O vývoji a paleogeografických poměrech českého staršího ordoviku. *Sborník Státního geologického ústavu* 14, 417–448. Praha.
- BOUČEK, B. 1956. Graptolitová a dendroidová fauna klabavských břidlic (d_β) z rokycanské Stráně. *Sborník Ústředního ústavu geologického, Oddělení paleontologie* 22, 123-227.
- BOUČEK, B. 1973. *Lower Ordovician graptolites of Bohemia*. 185 pp. Academia, Praha.
- BOUCOT, A. 1975. *Evolution and extinction rate controls*. Elsevier, Amsterdam.
- BRUTHANSOVÁ, J. and KRAFT, P. 2003. Pellets independent of or associated with Bohemian Ordovician body fossils. *Acta Palaeontologica Polonica* 48 (3): 437–445.

- BUDIL, P., FATKA, O. & BRUTHANSOVÁ, J. 2003. Trilobite fauna of the Šárka Formation at Praha – Červený vrch Hill (Ordovician, Barrandian area, Czech Republic). *Bulletin of Geosciences* 78(2), 113–117.
- BUDIL, P., FATKA, O., ZWANZIG, M. & RAK, Š. 2010. Two unique Middle Ordovician trilobites from the Prague Basin, Czech Republic. *Journal of the National Museum (Prague), Natural History Series* 179(8), 95–104.
- BULMAN, O. M. B. 1970. *Graptolithina with sections on enteropneusta and pterobranchia*. 163 pp. In *Treatise on invertebrate paleontology*. Part V. Boulder: Geological Society of America.
- COCKS, L. R. M. & TORSVIK, T. H. 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of Geological Society* 159, 631–644.
- COCKS, L. R. M. & TORSVIK, T. H. 2006. European geography in a global context from the Vendian to the end of Palaeozoic. In GEE, D. D. & STEPHENSON, R. A. (eds) *European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs* 32, 83–95.
- COOPER, R.A. & FORTEY, R.A. 1982. *The Ordovician graptolites of Spitsbergen*. 145 pp. British Museum Natural History, London.
- CROWTHER, P. & RICKARDS, B. 1977. Cortical bandages and the graptolite zooid. *Geologica et Palaeontologica* 11, 9–46.
- DEBYSER, J. 1957. Contribution a l'étude des sédiments organiques de la mer Baltique. *Revue de l'Institut Francais du Petrole* 1, 3–13.
- ELLES, G.L., WOOD, E. M. R. & LAPWORTH, C. 1918. *A Monograph of British graptolites*. 536 pp. + 1 table (52 pp). The Palaeontological Society, London.
- EMERY, K. O., GORSLINE, D. S., UCHUPI, E. & TERRY, R. D. 1957. Sediments of Three Bays of Baja California: Sebastian Viscaino, San Cristobal, and Todos Santos. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 95–115.
- FATKA, O., BUDIL, P. & DAVID, M. 2015. Digestive structures in Ordovician trilobites *Colpocoryphe* and *Flexicalymene* from the Barrandian area of Czech Republic. *Estonian Journal of Earth Sciences* 64(4), 255–266.

FATKA, O. & MERGL, M. 2009. The 'microcontinent' Perunica: status and story 15 years after conception. *Geological Society* 325, 65–101.

FEISTMANTEL, C. 1878. Ueber die Lagerungsverhältnisse der Eisensteine in der Unterabteilung D-d₁ des böhmischen Silurgebirges. *Sitzungsberichte der königl. böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften*, Prag, 120–132.

FINNEY, S. C. 2005. Global series and stages for the Ordovician System: a progress report. *Geologica acta* 3, 309–316.

FRANKE, W. 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonics evolutions. In FRAKNE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. *Geological Society, London, Special Publications*, 179, 35–61.

GRADSTEIN, M. F., OGG, G. J., SCHMITZ, M. & OGG, G. 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. 1144 pp. Elsevier. Amsterdam.

GRIPENBERG, S. 1934. *A Study of Sediments of the North Baltic and Adjoining Seas. Fennia*. 231 pp. Thesis/dissertation, University of Helsingfors, Helsingfors, Republic of Finland.

GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. & MARTIN, E. L. O. 2016: Biostratigraphy and paleoecology of Lower Ordovician graptolites from the Fezouata Shale (Moroccan Anti-Atlas). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 460, 35–49.

GUTTIÉRÉZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., GARCÍA-BELLIDO, D.C. & RÁBANO, I. 2017. The Bohemo-Iberian regional chronostratigraphical scale for the Ordovician system and palaeontological correlations within South Gondwana. *Lethaia* 50, 258–295.

HAVLÍČEK, V. & ŠNAJDR, M. 1956. Paleogeografie tremadockého moře v Barrandienu. *Sborník ústředního ústavu geologického, Oddíl geologický* 22, 237–255.

HAVLÍČEK, V. & ŠNAJDR, M. 1957. Faciální vývoj skidavu, llanvirnu a llandeila v Barrandienu. *Sborník Ústředního Ústavu geologického, Oddělení geologie* 23, 549–600.

HAVLÍČEK, V. & VANĚK, J. 1966. The Biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. *Sborník geologických věd, Řada paleontologie* 8, 7–69.

HAVLÍČEK, V. & MAREK, L. 1973. Bohemian Ordovician and its international correlation. *Časopis pro Mineralogii a Geologii* 18, 225–232.

- HAVLÍČEK, V. 1981. Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician-Middle Devonian; Barrandian area-central Bohemia). *Sborník geologických věd, Geologie* 35, 7–48.
- HAVLÍČEK, V. 1982(a). Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities. *Sborník geologických věd, Řada geologie* 37, 103–136.
- HAVLÍČEK, V. 1982(b). Lingulacea, Paterinacea and Siphonotretacea (Brachiopoda) in the Lower Ordovician sequence of Bohemia. *Sborník geologických věd, Paleontologie* 25, 9–82.
- HAVLÍČEK, V. 1992. Pražská pánev. In CHLUPÁČ, I., KŘÍŽ, J., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. (eds.) *Paleozoikum Barrandienu (KAMBRIUM – DEVON)*. ČGÚ, Praha, 56–115.
- HAVLÍČEK, V. & FATKA, O. 1992. Ordovician of the Prague Basin (Barrandien area, Czechoslovakia), 461–472. In WEBBY, B.D. & LAURIE, J.R. (eds) *Global Perspective on Ordovician Geology*. Balkena, Rotterdam.
- HAVLÍČEK, V., VANĚK, J. & FATKA, O. 1994. Perunica microcontinent in the Ordovician (its position within the Mediterranean Province, series division, benthic and pelagic associations). *Sborník geologických věd, Geologie* 46, 23–56.
- HOLUB, K. 1908. Příspěvek ku poznání fauny D. *Rozpravy Čes. Akademie Vědy Slovesného Umění, Třída. II*, 17, 10.
- HOLUB, K. 1911. Über eine neue Fauna des Untersilurs in der Umgebung von Rokycan. *Bulletin internationale de l'Académie des Sciences de la Bohême*, 1–4.
- HOWELL, D. G. 1995. Principals of Terrane Analysis; New Applications for Global Tectonics. *Topics in the Earth Sciences*, 8. Chapman & Hall, London.
- CHLUPÁČ, I. 1951a. Stratigrafické poměry královských břídic u Karlíka a Zadní Třebáně. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 26, 194–212.
- CHLUPÁČ, I. 1970. Phyllocarid crustaceans of the Bohemian Ordovician. *Sborník geologických věd, Paleontologie* 12, 41–77.
- CHLUPÁČ, I. 1992. Devon, 148 – 196. In CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KŘÍŽ, J., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. (eds.) *Paleozoikum Barrandienu (KAMBRIUM – DEVON)*. ČGÚ, Praha, 279 pp.

- KACHLÍK, V. 2003. *Geologický vývoj území České republiky*. SÚRAO, Praha, 64 pp.
- KENRICK, P., KVAČEK, Z., BENGTON, S. 1999. Semblant land plants from the Middle Ordovician of the Prague Basin reinterpreted as animals. *Palaeontology* 42 (6), 991–1002.
- KETTNER, R. & KODYM, O. 1919. Nová stratigrafie Barrandienu. *Časopis Musea Království českého* 93, 47–55.
- KETTNER, R. 1921. O transgresích a regresích spodnosilurského moře v Čechách. *Rozpravy II. třídy Československé akademie*, 30(43), Praha.
- KLOUČEK, C. (1919). Novinky z krušnohorských vrstev – d₁. IV. *Rozpravy II. třídy Československé akademie Věd Umění*, 27(38), 1–6.
- KLOUČEK, C. (1924). Nové zprávy z vrstev komárovských d_β (Dd_{1β}). *Sborník Státního geologického Ústavu Československé republiky*, 4, 199–204.
- KOPERINOVÁ, V. V. 1956. Sostav i uslovija osadkonakoplenija nadkaragandskoj, dolinskoj, naddolinskoj i šachanskoj svit Karagandskogo bassejna. *Trudy Laboratorii geologii uglya AN SSSR*, vypusk 4. 3–104, Moskva.
- KRAFT, J. 1974. Graptolites from the „Drahouš“ locality near Rokycany (Šárka Formation – Llanvirnian of the Ordovician of the Barrandian). *Folia Musei Rerum naturalium Bohemiae occidentalis, Geologica* 3, 1–12.
- KRAFT, J. 1975. Dendroids graptolites of the Ordovician of Bohemia. *Sborník Národního muzea v Praze*, 31-B, 211–236.
- KRAFT, J. 1977. Graptolites from the Klabava Formation (Arenigian) of the Ordovician of Bohemia. *Folia Musei Rerum naturalium Bohemiae occidentalis, Geologica* 6, 1–31.
- KRAFT, J., MERGL, M. 1979. New graptolite fauna from the Klabava Formation (Arenig) of the Ordovician of Bohemia. *Journal of the Czech Geological Society* 38 (1-2), 89–94.
- KRAFT, P. 1987. Graptolite fauna of the Klabava Formation (Ordovician, Arenig) from Těškov near Rokycany. *Časopis pro Mineralogii a geologii*, 32(1), 59–71.
- KRAFT, P. 1988. *Biostratigraficko-paleontologický výzkum břidličné facie biozóny Tetragraptus abbreviatus (ordovik, klabavské souvrství)*. 111 pp. Master thesis, Faculty of Science, Charles University, Prague, Czech Republic.

KRAFT, J., KRAFT, P. 1992. The *Corymbograptus v-similis* Biozone (Klabava Formation, Ordovician of Prague Basin). *Folia Musei Rerum naturalium Bohemiae occidentalis, Geologica*, 37, 1–32.

KRAFT, J., KRAFT, P. 1995. Biostratigraphy of the Klabava and Šárka Formations (Bohemia, Lower Ordovician): a brief overview of new investigations. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 1992, 1-2, 23–29.

KRAFT, J. 1997. *Zástupci třídy Graptolithina bronn, 1846 v třenickém – dobrotivském souvrství Pražské pánve (ordovik, Barrandien)*. 151 pp. Habilitační práce, Plzeň, Czech Republic. (nepublikováno)

KRAFT, J., KRAFT, P. 1999. Graptolite biozones of the Bohemian Lower and Middle Ordovician and their historical development. *Journal of the Czech Geological Society* 44 (1-2), 53–62.

KRAFT, P., KRAFT, J. (2000). Faunal changeover and diversity trends on the Arenigian/Llanvirnian boundary in the Bohemian Ordovician. In: COCKLE, P., WILSON, G.A., BROCK, G.A., ENGELBRETSON, M.J., SIMPSON, A., WINCHESTER-SEETO, T. (eds) *Palaeontology Down-Under 2000*. Geological Society of Australia, Abstracts 61, 51–52.

KRAFT, P., KRAFT, J. 2003. Middle Ordovician graptolite fauna from Praha – Červený vrch (Prague Basin, Czech Republic). *Bulletin of Geosciences* 78(2), 129–139.

KRAFT, P., LEHNERT, O. & FRYDA, J. 2007. The history of a northern Gondwana rift-basin (Prague basin) and its relation to evolution of the Rheic Ocean. In *Cratons, metacratons and mobile belts: Keys from the West African craton boundaries and The Rheic Ocean: Its Origin, Evolution and Correlatives*. IGCP485 and IGCP497 JOINT CONFERENCE. El Jadida, Morocco.

KRAFT, P., ŠTORCH, P. & MITCHELL, C.E. 2015. Graptolites of the Králův Dvůr Formation (mid Katian to earliest Hirnantian, Czech Republic). *Bulletin of Geosciences* 90(1), 195–225.

KRÁLÍK, F. et al. 1984. *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000 Praha – sever*. 144 pp. Ústřední ústav geologický, Praha.

KREJČÍ, J. 1877. *Geologie, čili nauka o útvarech zemských, se zvláštním ohledem na krajinu Československé*. 1035 pp. V Praze, Nákladem Vlastním.

- KRS, M., KRISOVÁ M. & PRUNER, P. 1996. Palaeomagnetism and palaeogeography of the Western Carpathians from the Permian to the Neogene. In MORRIS, A. & TARLING, D. H. (eds) *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications 105*, 175–184.
- KRS, M., KRISOVÁ, M., PRUNER, P. & HAVLÍČEK, V. 1986. Paleomagnetism, paleogeography and multi-component analysis of magnetization of Ordovician rocks from the Barrandian area of the Bohemian Massif. *Sborník geologických věd, Užité geofyzika* 20, 9–45.
- KRS, M., KRISOVÁ, M., PRUNER, P., CHVOJKA, R. & HAVLÍČEK, V. 1987. Paleomagnetism, paleogeography and multi-component analysis of Middle and Upper Cambrian rocks of the Barrandian in the Bohemian Massif. *Tectonophysics* 139, 1–20.
- KRS, M., KRISOVÁ, M., PRUNER, P., SKOCEK, V. & SLEPICKOVA, J. 1997. The origin of magnetic remanence components of Westphalian C to Stephanian C sediments, West Bohemia. In GAYER, R. A. & PESEK, J. (eds) *European Coal Geology and Technology. Geological Society, London, Special Publications 125*, 29 – 47.
- KŘÍŽ, J. 1992. Silur, 117–143. In CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. (eds.) *Paleozoikum Barrandienu (KAMBRIUM – DEVON)*. ČGÚ, Praha, 279 pp.
- KUKAL, Z. 1962. Petrografický výzkum vrstev šáreckých barrandienského ordoviku. *Sborník Ústředního Ústavu geologického, Oddělení geologie* 27, 17–214.
- LAJBLOVÁ, K. & KRAFT, P. 2014. The earliest ostracods from the Ordovician of the Prague Basin, Czech Republic. *Acta Geologica Polonica* 64(4), 367–392.
- LEWANDOWSKI, M. 2003. Assembly of Pangea: combined paleomagnetic and paleoclimatic approach. *Advances in Geophysics* 46, 199–236.
- LIPOLD, M.V. 1863. Die Eisensteinlager der silurischen Grauwackenformation in Böhmen. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt*, 13, 339–448.
- LOI, A. & DABARD, M. P. 2002. Controls of sea level fluctuations on the formation of Ordovician siliceous nodules in terrigenous offshore environments. *Sedimentary Geology* 153, 65–84.

- MALETZ, J. 2014. The classification of the Pterobranchia (Cephalodiscida and Graptolithina). *Bulletin of Geosciences* 89(3), 477–540.
- MALETZ, J. 2017. *Graptolite Paleobiology*. 323 pp. Wiley Blackwell, Oxford.
- MELICHAR, R. 2004. Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion. *KRYSTALINIKUM* 30, 167–187.
- MERGL, M. 2002. Linguliformean and craniiformean brachiopods of the Ordovician (Třenice to Dobrotivá Formations) of the Barrandian, Bohemia. *Sborník národního muzea v Praze, Řada B – Přírodní vědy* 58(1 – 2), 1–82.
- MERGL, M., FATKA, O. & BUDIL, P. 2007. Lower and Early Middle Ordovician trilobite associations of the Prague basin (Perunica, Czech Republic). *Acta Palaeontologica Sinica* 46, 320–327.
- MITCHELL, C.E., MELCHIN, M.J., CAMERON, C.B. & MALETZ, J. 2013. Phylogenetic analysis reveals that *Rhabdopleura* is an extant graptolite. *Lethaia* 46, 34–56.
- MU, A.T., LEE, C.K. & GEH, M.Y. 1960. Ordovician graptolites from Xinjiang (Sikiang). *Acta Palaeontologica Sinica* 8(1), 27–39.
- OWENS, R. M. & SERVAIS, T. 2007. The Ordovician of the Condroz Inlier, Belgium: Trilobites from the southeastern margin of Avalonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, 272 – 294.
- PARIS, F. & MERGL, M. 1984. Arenigian chitinozoans from the Klabava Formation, Bohemia. *Review of Paleobotany and Palynology* 43, 33–65.
- PERNER, J. 1895. *Studie o českých graptolitech II*. *Palaeontographica Bohemiae*, 3b, 1–52.
- PETRÁNEK, J. 1964. Sedimentární železné rudy v ejpovickém ordoviku. *Sborník geologických věd, Řada ložiskové geologie* 2, 39–153.
- PETRÁNEK, J. 1975. Ložiska sedimentárních železných rud v Mníšku a Komárově. *Studie Československé akademie věd* 6, 7–99.
- POČTA, P. 1894. – citácia z netu. Parallèle entre les Dépôts Siluriens de la Bretagne et de la Bohême.
- PRANTL, F. 1940. *Stratigrafické postavení kyšického rudního obzoru*. *Věstník. české Společnosti Nauk, Třída matka-příroda*, 1–5.

- PŘIBYL, A. 1949. Revise českých ordovických diplograptidů a glossograptidů. *Rozpravy České akademie věd a umění, Třída II*, 59(1), 1–48.
- ROBARDET, M. 2003. The Armorica 'microplate': fact or fiction? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195, 125–148.
- RYAN, J. D. 1953. The Sediments of Chesapeake Bay. *Department of Geology, Mines and Water Resources Maryland: Bulletin* 12, 1–20.
- SERVAIS, T. & SINTUBIN, M. 2009. Avalonia, Armorica, Perunica: terranes, microcontinents, microplates or palaeobiogeographical provinces? *Geological Society, London, Special Publications* 325, 103–115.
- SKOČEK, V. 1963. Petrografické složení a geneze železných rud v oblasti Březiny. *Rozpravy Československé Akademie Věd, Řada matematických a přírodních Věd* 73(4), 3–84.
- SPENCER, E. 1925. On Some Occurrence of Spherulitic Siderite and Other Carbonates in Sediments. *The Quarterly Journal of the Geological Society*, 81, 667–707.
- STRACHOV, N. M. 1939. Domanikovaja facija južnogo Urala. *Trudy Institute of Geology nauk, AN SSSR, No* 6, 11–21.
- STRACHOV, N. M. & ZALMAZON, E. S. 1955. Raspredělenie autigenno-mineralogičeskich form železa v osadočnych porodach i ego značeniye dlja litologii. *Izvestiya Akademii nauk SSSR*, 34–51.
- SUESS, E. 1851. *Über böhmische Graptolithen*. Naturwissenschaftlichen Abhandlungen herausgegeben vom W. Haidinger, Wien, 1–50
- SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1946. Geologický profil rudním ložiskem na Skalce u Mníšku. *Věstník Státního geologického Ústavu Československé Republiky*, 21, 313–334.
- SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1950. O stratigrafii a tektonice staršího paleozoika v okolí Kody u Srbska. *Sborník Státního geologického ústavu, Oddělení geologie* 27, 393–436.
- TAIT, J. 1999. New early Devonian palaeomagnetic data from NW France: palaeogeography and implications for the Armorican microplate hypothesis. *Journal of Geophysical Research*, 104, 2831–2839.

- TAIT, J. A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H. C. 1997. Geodynamics evolution of the European Variscan fold belt; palaeomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau* 86, 585–598.
- TRASK, P. D., HAMMAR, H. E. & WU, C. C. 1932. *Origin and Enviroment of Source Sediments of Petroleum*. 323 pp. Houston, Texas.
- TRASK, P. D. 1937. Inferences about the Origin of Oil as Indicated by the Composition of the Organic Constituents of Sediments. *Professional paper, 186-H*, 147–157.
- VACEK, F., & ŽÁK, J. (2017). A lifetime of the Variscan orogenic plateau from uplift to collapse as recorded by the Prague Basin, Bohemian Massif. *Geological Magazine*, 1-25.
- VACEK, J. 1952. *Geologický a petrografický výzkum ložiska železných rud u Mníšku. Diplomová práce*, 55 pp. Diplomová práce Karlovy University, Praha, Československá republika, 50 str. + 2 přílohy.
- VACHTL, B. & CEJNAR, V. 1958. Závěrečná zpráva o geologickém průzkumu na lokalitě Ejpovice. MS Geofond, Praha (nepublikováno)
- VAN DER VOO, R. 1979. Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 60, 241.
- VAVRDOVÁ, M. 1977. Acritarchs from the Šárka Formation (Llanvirnian). *Věstník Ústředního Ústavu geologického* 52, 109–118.
- VTĚLENSKÝ, J. 1957. Mineralogie oolitických železných rud z Mníšku pod Brdy. MS Geofond, Kutná Hora (nepublikováno)
- WHITTARD, W. F. 1960. *Lexique stratigraphique international I. – Europe, 3 et 4, Ordovicien*. 296 pp. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- ZEMAN, J. 1978. Deep-seated fault structures in the Bohemian Massif. *Sborník geologických věd, Geologie* 31, 155–185.
- ŽELÍZKO, J.V. 1913. Neuer Beitrag zur Geologie der Gegend von Pilsenetz in Böhmen. *Vern. K.-kön. Reichsanst.* 5, 153-156.
- ŽELÍZKO, J.V. 1921. A equivalente der untersilurischen Euloma-Niobefauna bei Plzenec in Böhmen. *Videnskap. Skrift., Math.-naturwiss. Kl.* 10, 1-25.

Zdroje obrázků

BRUTHANSOVÁ, J. and KRAFT, P. 2003. Map showing the sample localities and position of localities. Šárka Formation: 1, Osek; 2, Díly; 3, Borek; 4, Těškov; 5, Praha–Šárka; 6, Popovice near Brandýs nad Labem. Dobrotivá Formation: 7, Svatá Dobrotivá; 8, Praha–Šárka (pole u vily). Zahořany Formation: 9, Dubeč. Bohdalec Formation: 10, Nová Ves. Králův Dvůr Formation: 11, Králův Dvůr, 12; Lejškov. In: BRUTHANSOVÁ, J. and KRAFT, P. 2003. Pellets independent of or associated with Bohemian Ordovician body fossils. *Acta Palaeontologica Polonica* 2003; v. 48 : pp. 438.

FATKA, O., MERGL, M. 2009. Late Cambrian palaeogeographical reconstruction of the southern hemisphere modified from Crooks and Torsvik (2006). In: FATKA, O., MERGL, M. 2009. The 'microcontinent' Perunica: status and story 15 years after conception. *Geological Society, London, Special Publications* 2009; v. 325; pp. 92. doi:10.1144/SP325.4

FATKA, O., MERGL, M. 2009. Early Ordovician palaeogeographical reconstruction of the southern hemisphere modified from Cocks & Torsvik (2002, 2006). In: FATKA, O., MERGL, M. 2009. The 'microcontinent' Perunica: status and story 15 years after conception. *Geological Society, London, Special Publications* 2009; v. 325; pp. 93. doi:10.1144/SP325.4

FATKA, O., MERGL, M. 2009. Latest Ordovician–earliest Silurian palaeogeographical reconstruction of the southern hemisphere modified from Cocks & Torsvik (2002, 2006). In: FATKA, O., MERGL, M. 2009. The 'microcontinent' Perunica: status and story 15 years after conception. *Geological Society, London, Special Publications* 2009; v. 325; pp. 94. doi:10.1144/SP325.4

SERVAIS, T.& SINTUBIN, M. 2009. Tilted Middle Ordovician palaeogeographical reconstruction after Owens & Servais (2007), based on Robardet (2003). In: SERVAIS, T.& SINTUBIN, M. 2009. Avalonia, Armorica, Perunica: terranes, microcontinents, microplates or palaeobiogeographical provinces? *Geological Society, London, Special Publications* 2009; v. 325; pp. 112. doi:10.1144/SP325.5

MALETZ, J. 2017. Cladistic interpretation of *Rhabdopleura*, strict consensus of 12 equally parsimonious trees obtained from the full 17 taxon set, showing the position of extant

Rhabdopleura inside the clade of the Graptolithina (based on Mitchell et al. 2013). In: MALETZ, J. 2017. Graptolite Paleobiology. Wiley Blackwell, Oxford, pp. 116. ISBN: 9781118515723

MALETZ, J. 2017. The taxonomy of the Pterobranchia (from Maletz 2014a). In: MALETZ, J. 2017. Graptolite Paleobiology. Wiley Blackwell, Oxford, pp. 114. ISBN: 9781118515723

MALETZ, J. 2017. Large - scale evolutionary changes in graptoloids. In: MALETZ, J. 2017. Graptolite Paleobiology. Wiley Blackwell, Oxford, pp. 4. ISBN: 9781118515723

MALETZ, J. 2017. Graptolite zooids in a fragment of a biserial tubarium, surface showing cortical bandages (reconstruction based on Crowther & Rickards 1977). In: MALETZ, J. 2017. Graptolite Paleobiology. Wiley Blackwell, Oxford, pp. 29. ISBN: 9781118515723

MALETZ, J. 2017. Large - scale evolutionary changes in graptoloids. In: MALETZ, J. 2017. Graptolite Paleobiology. Wiley Blackwell, Oxford, pp. 4. ISBN: 9781118515723

KRAFT, J. & KRAFT, P. 1999. The development of the biostratigraphical division of the Klabava, Šárka and Dobrotivá formations. In: KRAFT, J. & KRAFT, P. 1999. Graptolite biozones of the Bohemian Lower and Middle Ordovician and their historical development. *Journal of the Czech Geological Survey*, 1999, 44/1-2, pp.54.

KRAFT, J. & KRAFT, P. 1999. Stratigraphical ranges of graptoloids in the Klabava, Šárka and Dobrotivá formations. In: KRAFT, J. & KRAFT, P. 1999. Graptolite biozones of the Bohemian Lower and Middle Ordovician and their historical development. *Journal of the Czech Geological Survey*, 1999, 44/1-2, pp.58.

KRAFT, J. & KRAFT, P. 1999. Stratigraphical ranges of dendroids in the Klabava, Šárka and Dobrotivá formations. In: KRAFT, J. & KRAFT, P. 1999. Graptolite biozones of the Bohemian Lower and Middle Ordovician and their historical development. *Journal of the Czech Geological Survey*, 1999, 44/1-2, pp.57.

COOPER, R.A. & FORTEY, R.A. 1982. Stipe expansion diagram with some characteristic expansion curves. In: COOPER, R.A. & FORTEY, R.A. 1982. The Ordovician graptolites of Spitsbergen. *Bulletin of British Museum of Natural History (Geology)*, 36, 3, pp. 179.

COHEN, K.M., FINNEY, S., GIBBARD, P.L. 2012. International Chronostratigraphic Chart, section Cambrian-Devonian. International Commission on Stratigraphy, 2012. www.stratigraphy.org

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., GARCÍA-BELLIDO, D.C. & RÁBANO, I. 2017. Chronological development of the Bohemian chronostratigraphical and lithostratigraphical terminology, and correlation with the modified Bohemo-Iberian regional scale for South Gondwana (right column). Lithostratigraphical correlation mainly based on reviews by Havlíček & Marek (1973) and Chlupáč (1999). In: GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., GARCÍA-BELLIDO, D.C. & RÁBANO, I. 2017. The Bohemo-Iberian regional chronostratigraphical scale for the Ordovician System and palaeontological correlations within South Gondwana. *Lethaia*, Vol. 50, pp. 266.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., GARCÍA-BELLIDO, D.C. & RÁBANO, I. 2017. Chart showing the proposed correlation between the global stages, stage slices (Bergstrom et al. 2009), time-slices (TS: Webby et al. 2004), and regional chronostratigraphical units recognized in the Bohemo-Iberian scale. On the right, a tentative correlation with the present British–Avalonian regional scale. In: GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., GARCÍA-BELLIDO, D.C. & RÁBANO, I. 2017. The Bohemo-Iberian regional chronostratigraphical scale for the Ordovician System and palaeontological correlations within South Gondwana. *Lethaia*, Vol. 50, pp. 267.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., GARCÍA-BELLIDO, D.C. & RÁBANO, I. 2017. Example of schematic correlation of the main biozones for the Middle and Upper Ordovician strata in Ibero-Armorica (updated from Gutiérrez-Marco et al. 2002a), with regard to the Bohemo-Iberian regional scale. In: GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., GARCÍA-BELLIDO, D.C. & RÁBANO, I. 2017. The Bohemo-Iberian regional chronostratigraphical scale for the Ordovician System and palaeontological correlations within South Gondwana. *Lethaia*, Vol. 50, pp. 268.